

Prédiction des propriétés de rétention en eau

Synthèse bibliographique

La prédiction des propriétés de rétention en eau a été l'objet de très nombreuses études au cours des quarante dernières années (e.g. Petersen *et al.*, 1968 ; Renger, 1971 ; Hall *et al.*, 1977 ; Jamagne *et al.*, 1977 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 ; De Jong *et al.*, 1983 ; Cosby *et al.*, 1984 ; Pucket *et al.*, 1985 ; Rawls et Brakensiek, 1985 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Vereecken *et al.*, 1989) et plus récemment (Bruand *et al.*, 1996 ; Bastet *et al.*, 1999 ; Lilly *et al.*, 1999 ; Minasny *et al.*, 1999 ; Wösten *et al.*, 1999 ; Bigorre *et al.*, 2000 ; Dexter et Bird, 2001 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Bruand *et al.*, 2002 et 2003 ; Nemes *et al.*, 2002 et 2003 ; Pachepsky et Rawls, 2003 ; Rawls *et al.*, 2003 ; Tomasella *et al.*, 2003 ; Bruand *et al.*, 2004 ; Morvan *et al.*, 2004 ; Pachepsky *et al.*, 2006).

Plusieurs synthèses bibliographiques ont été publiées à propos des méthodes et outils permettant de prédire les propriétés hydrauliques des sols (propriétés de rétention en eau et conductivité hydraulique) (Bastet *et al.*, 1998 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Cornelis *et al.*, 2001 ; Donatelli *et al.*, 2004). Ici, nous nous limiterons à la prédiction des propriétés de rétention en eau et nous adopterons une présentation adaptée à ce qui constitue l'originalité du travail de recherche effectué dans cette thèse. Ainsi, après avoir fait quelques rappels concernant l'expression de la teneur en eau et de l'état de l'eau dans les sols, nous présenterons les différents types de relations qui ont été proposées pour prédire la quantité d'eau retenue par

le sol à une valeur de potentiel hydrique en fonction des caractéristiques du sol, puis aborderons la nature des sols qui ont constitué les jeux d'échantillons utilisés pour établir des fonctions de pédotransfert, et enfin nous discuterons des travaux ayant concerné la validation des fonctions de pédotransfert.

I. RAPPELS CONCERNANT L'ÉTAT DE L'EAU DANS LE SOL

A. L'expression de la teneur en eau du sol

La teneur en eau du sol peut s'exprimer de différentes façons : la teneur en eau massique (W , g d'eau par g de sol séché à 105°C) et la teneur en eau volumique (θ , cm³ d'eau par cm³ de sol). La teneur en eau massique et la teneur en volumique sont reliées par l'expression suivante :

$$\theta = W \times \rho_a / \rho_w \quad (1)$$

avec ρ_a , la masse volumique sèche apparente du sol (en g de sol séché à 105°C par cm³ de sol au maximum de gonflement), et ρ_w , la masse volumique de l'eau (en g d'eau par cm³ d'eau).

La teneur en eau peut aussi s'exprimer à l'aide de l'indice d'eau (e , cm³ d'eau par cm³ de phase solide) donné par l'expression suivante :

$$e = W \times \rho_s / \rho_w \quad (2)$$

avec ρ_s , masse volumique de la phase solide à déshydraté à 105°C et généralement proche de 2,65 g.cm⁻³ pour de nombreux sols (excepté pour les sols riches en matière organique et ceux riches en minéraux à teneur élevée en fer).

B. Potentiel de l'eau dans le sol

Le potentiel total de l'eau (h_t) dans les sols définit l'état énergétique de l'eau dans le sol. Il correspond à l'énergie avec laquelle l'eau est retenue dans le sol (Bruand et Coquet, 2005). Ce potentiel est la somme de plusieurs potentiels, chacun d'eux pouvant s'exprimer par un potentiel particulier. Ainsi, dans un sol non saturé, on peut écrire :

$$h_t = h_g + h_m + h_o \quad (3)$$

où h_g est le potentiel gravitaire dû à la gravité, h_m est le potentiel matriciel correspondant aux forces de capillarité exercées par la matrice poreuse solide, h_o est le potentiel osmotique qui est lié à la présence de solutés car l'eau du sol est en réalité une solution. Le potentiel peut s'exprimer de plusieurs façons : en énergie par unité de masse (J/kg), en énergie par unité de volume (Pa), ou encore en énergie par unité de poids, c'est-à-dire en charge hydraulique (cm de hauteur d'eau). Dans la suite du texte, on exprimera le plus souvent le potentiel de l'eau en pascal parce qu'il s'agit de l'unité de pression du système international, et le plus fréquemment en hPa pour des raisons de commodité.

Dans un sol, on considère fréquemment que les variations de potentiel gravitaire sont faibles devant celles de potentiel matriciel lorsque la teneur en eau varie. Lorsqu'on étudie les propriétés de rétention en eau d'échantillons de sols dont les dimensions sont généralement d'ordre centimétrique à décimétrique, on peut considérer que les variations de potentiel gravitaire au sein de l'échantillon (i.e. entre la base et le sommet) sont faibles, voire négligeables devant les valeurs de potentiel matriciel qui sont celles de l'eau au sein de l'échantillon. Il faut cependant les prendre en compte aux valeurs de potentiel matriciel élevées, c'est-à-dire lorsqu'elles sont proches de 0 hPa. On peut aussi considérer que la concentration en soluté est la même en tous points de l'échantillon lorsqu'on en détermine les propriétés de rétention en eau. De la sorte, on peut considérer que les variations de potentiel de l'eau dans un échantillon de sol se ramènent aux seules variations de potentiel matriciel.

C. La courbe de rétention en eau

La courbe de rétention en eau relie la teneur en eau (W ou θ) au potentiel de l'eau qui est exprimé le plus souvent soit en unité de pression (Pascal), soit en hauteur de colonne d'eau (cm). A chaque valeur de potentiel correspond alors une teneur en eau. A chaque valeur de potentiel on peut aussi faire correspondre une taille maximale de pore occupé par l'eau grâce à la loi de Jurin (Rowelle, 1994). Des modèles de courbes dont on ajuste les paramètres (généralement 3 ou 4 paramètres) ont été proposés dans la littérature (Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; van Genuchten, 1980 ; De Jong, 1983 ; Saxton *et al.*, 1986 ; Sala et Tessier, 1994 et Dexter et Bird, 2001). Le modèle de van Genuchten (1980) est le plus couramment utilisé de part de sa simplicité (Figure 1.1)

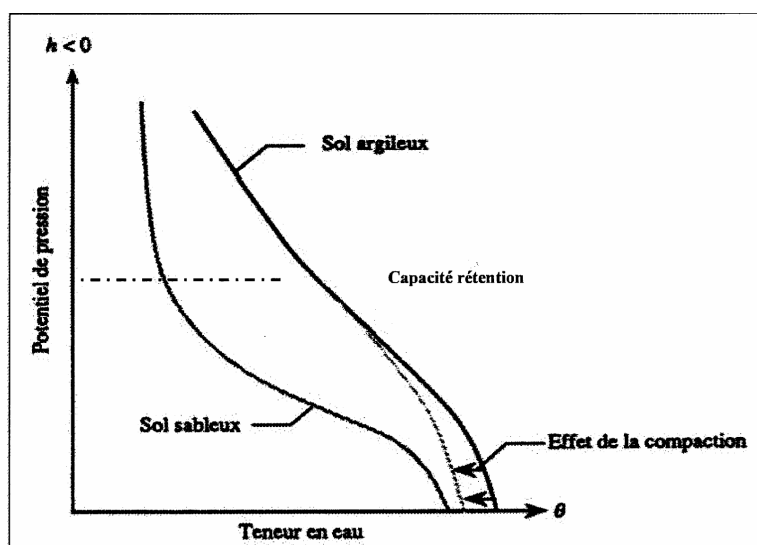


Figure 1.1 : Courbe de rétention en eau d'un sol de texture (sableux et argileux) selon Musy et Soutter (1991).

$$\theta = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha|h|)^n]^m \quad (4)$$

où θ_r est la teneur en eau résiduelle, θ_s la teneur en eau à saturation, αh pression relative avec α (cm^{-1}) et h (cm), n et m deux paramètres de forme de la courbe.

II. LES GRANDS TYPES DE FONCTIONS DE PÉDOTRANSFERT DÉVELOPPEES

Dès les années 60 (Box et Taylor, 1962 ; Combeau et Quantin, 1963 ; Hill et Sumner, 1967 ; Petersen *et al.*, 1968), les chercheurs ont conduit des travaux afin d'établir des relations entre les propriétés de rétention en eau des sols et leur composition. C'est ainsi que des relations ont été établies entre la composition des sols et les quantités d'eau retenue à des valeurs de potentiel correspondant à la capacité au champ ou au point de flétrissement. Ces relations, qui n'étaient au départ que de simples relations statistiques entre une teneur en eau à une valeur de potentiel et une caractéristique de la composition du sol, se sont complexifiées au cours des années par leur forme mathématique et la nature des caractéristiques prises en compte.

A la fin des années 80, Bouma et van Lanen (1987) proposèrent de nommer de telles relations « fonctions de pédotransfert (FPT) » parce qu'elle permettent de lier des caractéristiques du sol aisément accessibles à des propriétés du sol difficilement accessibles.

Les FPT ont généralement la forme d'une relation mathématique entre une teneur en eau volumique (θ) ou une teneur en eau massique (W) à une valeur de potentiel donnée et des caractéristiques du sol. De telles caractéristiques sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique et la densité apparente du sol. Les FPT étant le plus souvent établies par régression multilinéaire, elles correspondent à autant de modèles empiriques de la relation pouvant exister entre la composition d'un sol et ses propriétés de rétention en eau. Comme nous le verrons, de nombreux types de FPT ont été développés.

A côté de ces relations statistiques qui sont des FPT au sens strict, d'autres types d'outils ont aussi été développés. Il s'agit des classes de fonction de pédotransfert (CFPT). Dans ce cas, des propriétés de rétention en eau sont proposées par classe, après avoir regroupé et classé les sols selon leur composition (Wösten *et al.*, 1999 ; Bruand *et al.*, 2002

& 2004). Les CFPT sont souvent présentées comme conduisant à une estimation de moins bonne qualité par rapport à celle obtenue avec des FPT.

Il existe par ailleurs des FPT basées sur l'utilisation des réseaux neuronaux (ou réseaux neuromimétiques) plutôt que sur des équations de régression. Un réseau neuronal artificiel (ANN : *artificial neural network*) consiste en un ensemble de beaucoup d'éléments de calcul simples appelés noeuds ou neurones dont la structure caractérise les relations « entrées – sorties ». Des fonctions de pédotransfert ont ainsi été établies (Schaap, 1996 ; Schaap et Leij, 1998 et 2000).

Si l'on écarte les FPT de type « réseau de neurones » qui ne représentent qu'un nombre très limité d'études, les FPT peuvent être regroupées en deux grands ensembles. D'une part, celles qui permettent de prédire, de façon continue en fonction de la composition du sol, la quantité d'eau retenue lorsque le potentiel de l'eau varie. Il s'agit alors des FPT continues ou FPTC. D'autre part, celles qui permettent de prédire par classe de composition du sol la quantité d'eau retenue lorsque le potentiel varie. Il s'agit alors des classes de FPT ou CFPT.

A. Les fonctions de pédotransfert continues (FPTC)

Dans ce premier ensemble, les FPT se répartissent une nouvelle fois en deux sous ensembles, celui qui rassemble des FPTC qui donnent accès à θ à des valeurs particulières de h , et celui qui rassemble des FPTC qui donnent accès aux paramètres d'un modèle de courbe décrivant la relation $\theta(h)$.

1. Des régressions linéaires établies pour les teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel

Ce premier sous-ensemble concerne des FPTC établies par régression multilinéaire entre les caractéristiques du sol (composition granulométrique, teneur en carbone organique ou matière organique et la densité apparente) et des teneurs en eau à différentes valeurs de potentiel. Les premières études ont cherché à établir des FPTC pour la teneur en eau à la capacité au champ et au point de le flétrissement afin de déduire, par différence, des relations entre les caractéristiques de constitution du sol et la réserve utile de ce sol (RU) définie comme :

$$RU = \theta_{330} - \theta_{15000}. \quad (5)$$

avec θ_{330} , teneur en eau volumique au potentiel de -330 cm et θ_{15000} , teneur en eau volumique au potentiel de -15000 cm. Des relations ont ainsi été établies très tôt entre θ_{330} , θ_{15000} d'une part et les caractéristiques de constitution d'autre part comme l'ont proposé Petersen *et al.* (1968) :

$$\theta_{330} = a + (b \times Ar) + (c \times Li) + (d \times CO) + (e \times Da) \quad (6)$$

$$\theta_{15000} = a' + (b' \times Ar) + (c' \times Li) + (d' \times CO) + (e' \times Da) \quad (7)$$

avec Ar , teneur en argile en %, Li , teneur en limon en %, CO , teneur en carbone organique en % et Da , densité apparente du sol en g/cm^3 . Les coefficients a , b , c , d et e , ainsi que a' , b' , c' , d' et e' , sont des coefficients déterminés par régression multilinéaire. Des relations furent aussi établies directement entre la RU et les caractéristiques de constitution des sols. C'est le cas de la relation établie par Salter et Williams (1965) :

$$RU = 1,5 - 0,012 \times Sa_g + 0,0123 \times Sa_f + 0,302 \times CO \quad (8)$$

avec Sa_g , teneur en sable grossier, Sa_f , teneur en sable fin. Par la suite, de nombreux travaux analogues ont été effectués et on conduit la proposition de relation entre la teneur en eau une valeur de potentiel et des caractéristiques de constitution du sol (Tableau 1.1).

2. Des régressions linéaires permettant la prédiction des paramètres d'un modèle de courbe $\theta(h)$

Des régressions linéaires ont été établies pour les paramètres de modèles de courbe décrivant de façon continue les variations de la teneur en eau en fonction du potentiel.

a. Fonctions de pédotransfert continues (FPTC) établies pour le modèle de Campbell

Pour décrire la courbe de rétention en eau, Campbell (1974) a proposé une équation puissance du type :

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

où h_a est le potentiel au point d'entrée d'air b , un paramètre empirique (Figure 1.2). Notons que l'équation proposée par Campbell (1974) présente les mêmes inconvénients que celle proposée par Brooks et Corey (1964) et qui s'écrit :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (h/h_a)^\lambda \quad (10)$$

lorsque $h < h_a$, et :

$$\theta(h) = \theta_s \quad (11)$$

lorsque $h \geq h_a$, avec λ , index de distribution de la taille des pores (grandeur sans dimension). On observe aussi que l'équation de Campbell ne fait pas apparaître le terme θ_r et qu'il y a une rupture de la pente lorsque $h = h_a$.

Concernant la relation proposée par Campbell (1974), des FPTC ont été établies par Cosby *et al.* (1984) à partir de mesures effectuées sur 1400 échantillons provenant de sols des Etats-Unis. Ces FPTC ont été établies pour les paramètres h_s , θ_s et b , h_s étant le potentiel matriciel à saturation et équivalent à h_a dans le modèle de Campbell (1974). Cosby *et al.* (1984) ont montré à cette occasion que le paramètre b était fortement corrélé à la teneur en argile ($r^2 = 0,97$), tandis que les paramètres h_s et θ_s sont corrélés de façon moins étroite à la teneur en sable grossier (S_a , $r^2 = 0,81$ et $0,77$, respectivement).

b. Fonctions de pédotransfert continues (FPTC) établies pour le modèle de van Genuchten

Le modèle de courbe proposé par van Genuchten (1980) est sans aucun doute celui qui a donné lieu à l'établissement du plus grand nombre de FPTC. Ce modèle est de la forme :

$$\theta_{(h)} = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) / [1 + (\alpha|h|)^n]^m \quad (12)$$

pour $h < 0$ et :

$$\theta_{(h)} = \theta_s \quad (13)$$

pour $h \geq 0$ avec $\theta_{(h)}$, teneur en eau volumique du sol au potentiel h , θ_s , la teneur en eau volumique du sol à saturation, θ_r , teneur en eau volumique résiduelle, n , paramètre de forme avec $m = 1 - 1/n$. Le modèle de van Genuchten est très utilisé en raison principalement de sa simplicité et de la possibilité de dériver l'équation pour calculer la conductivité hydraulique.

Tableau 1.1 : Coefficients des régressions multiples et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Petersen et al. (1968), Hall et al. (1977), Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).

FPT	Horizon	Coeff	Potentiel matriciel (hPa)													
			-40	-50	-70	-100	-200	-330	-400	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000	-15000
Petersen et al. (1968)	A	b	-	-	-	-	-	0,288	-	-	-	-	-	-	-	0,296
		c	-	-	-	-	-	0,242	-	-	-	-	-	-	-	0,170
		d	-	-	-	-	-	0,206	-	-	-	-	-	-	-	0,184
		e	-	-	-	-	-	-0,432	-	-	-	-	-	-	-	-0,261
		R^2	-	-	-	-	-	0,34	-	-	-	-	-	-	-	0,20
	B	b	-	-	-	-	-	0,189	-	-	-	-	-	-	-	0,622
		c	-	-	-	-	-	0,213	-	-	-	-	-	-	-	-
		d	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,224
		e	-	-	-	-	-	-0,552	-	-	-	-	-	-	-	-
		f	-	-	-	-	-	-0,245	-	-	-	-	-	-	-	-
		R^2	-	-	-	-	-	0,48	-	-	-	-	-	-	-	0,41
	C	b	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,775
		e	-	-	-	-	-	-0,89	-	-	-	-	-	-	-	-
f		-	-	-	-	-	-0,513	-	-	-	-	-	-	-	-	
R^2		-	-	-	-	-	0,83	-	-	-	-	-	-	-	0,60	
Hall et al. (1977)	A	a	-	47	-	37,47	-	-	26,66	-	-	8,7	-	-	-	2,94
		b	-	0,25	-	0,32	-	-	0,36	-	-	0,45	-	-	-	0,83
		b'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,005
		c	-	0,10	-	0,12	-	-	0,12	-	-	0,11	-	-	-	-
		d	-	1,12	-	1,15	-	-	1	-	-	1,03	-	-	-	-
		e	-	-16,52	-	-12,5	-	-	-7,64	-	-	0,74	-	-	-	-
		R^2	-	0,69	-	0,70	-	-	0,70	-	-	-	-	-	-	0,73
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'	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-0,005	
	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	

Tableau 1.1 (suite) : Coefficients des régressions multiple et valeurs de R^2 correspondant aux FPT développées par Patersen et al. (1968) ; Hall et al. (1977) ; Gupta et Larson (1979) ; Rawls et al. (1982).

FPT	Horizon	Coeff	Potentiel matriciel (hPa)													
			-40	-50	-70	-100	-200	-330	-400	-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	10,07	-	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	2,855	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	0,90	-	0,92	0,92	0,93	0,93	-	0,93	0,93	0,94	0,93	0,91	0,90	0,90
Rawls et al. (1982) Modèle I		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	0,70	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	0,64	42,9	30,9	-
		10^3 b	-4,1	-	-3,5	-3,1	-2,4	-1,9	-	-1,5	-1,2	0,90	-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	-
Modèle III		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	0,90	0,98	-	-	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	-	

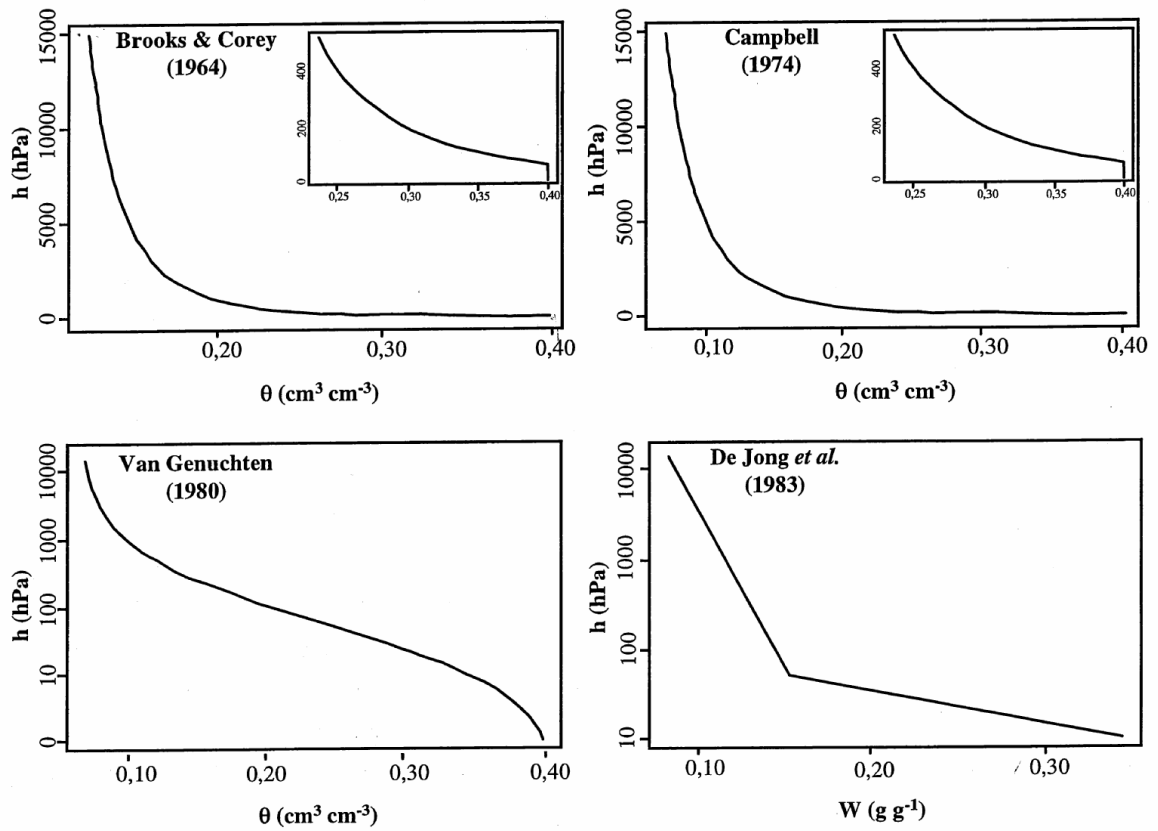


Figure 1.2 : Représentation schématique des différents modèles de courbes utilisés (d'après Bastet et al. 1999).

Vereecken *et al.* (1989) puis Wösten *et al.* (1995) ont établi des FPTC par régression multiple pour les paramètres de l'équation de van Genuchten (1980) en fonction des teneurs en argile, limon et carbone organique ainsi qu'en fonction de la densité apparente (Tableau 1.2). Les variations de θ_s apparaissent être étroitement liées à celle de la densité apparente et de la teneur en argile alors que celles des paramètres d'ajustement n , m et α ne montrent pas de relation étroite avec la composition du sol. Ceci peut sans doute s'expliquer par le fait que parmi les paramètres estimés, seul θ_s a un sens physique incontestable.

Wösten *et al.* (1999) ont établi d'autres FPTC pour le modèle de van Genuchten (1980) à partir de la base de données Européenne HYPRES (HYdraulic PROPERTIES of European SOils) qui regroupe des données pédologiques et hydrauliques de sols appartenant à 12 pays européens. Un ensemble de 4030 horizons, parmi lesquels 171 horizons issus de sols du territoire national français, a été utilisé pour établir des FPTC. Ces FPTC consistent une nouvelle fois en des relations entre chaque paramètre de la courbe de rétention en eau décrit par le modèle de van Genuchten (1980) et les caractéristiques de constitution de l'horizon (composition granulométrique, teneur en carbone organique, densité apparente et une variable prenant la valeur 0 ou 1 selon qu'il s'agit d'un horizon de surface ou de sub-surface) (Tableau 1.2). Dans leur étude, Wösten *et al.* (1999) ont tenu compte de la possibilité qui permet de lier les paramètres m et n de telle façon que ($m = 1-1/n$) (Mualem, 1976). Les caractères des sols étudiés ont aussi conduit Wösten *et al.* (1995 et 1999) 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, dans le cas de Wösten *et al.* (1999), θ_r a été fixée à 0,01.

B. Les classes de fonctions de pédotransfert (CFPT)

Dans ce cas, les CFPT permettent d'estimer, par classe de composition, les quantités d'eau retenues aux différentes valeurs de potentiel. Comme pour les FPTC, on peut distinguer deux sous-ensembles, d'une part les CFPT donnant accès aux valeurs de θ à des valeurs particulières de h , et d'autre part les CPFT donnant accès aux paramètres d'ajustement d'un modèle de courbe de la relation $\theta(h)$.

Tableau 1.2 : Fonctions de pédotransfert associées aux paramètres de courbe de rétention en eau $\theta(h)$.

		$\theta = (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha h)^n]^{-1} + \theta_r$	
	Paramètres	équation régression	R^2
Vereecken et al. (1989)	θ_s	$0,81 - 0,283 (Da) + 0,001(Ar)$	0,85
	θ_r	$0,015 + 0,005 (Ar) + 0,014 (CO)$	0,70
	α	$\exp[-2,486 + 0,025(Sa) - 0,351(CO) - 2,617(Da) - 0,023(Ar)]$	0,68
	n	$\exp[0,053 - 0,009(Sa) - 0,013(Ar) + 0,00015(Sa)^2]$	0,56
		$\theta = (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha h)^n]^{-m} + \theta_r$	R^2
Wösten et al. (1999)	θ_s	$\theta_s = 0,7919 + 0,00169*Ar - 0,29619*Da - 0,000001491*S^2 + 0,0000821*MO^2 + 0,02427*Ar^{-1} + 0,01113*Li^{-1} + 0,01472*\ln(Li) - 0,0000733*MO*Ar - 0,000619*Da*Ar - 0,001183*Da*MO - 0,0001664*topsoil*Li$	0,76
	$\alpha^* = \ln(\alpha)$	$-14,96 + 0,03135*Ar + 0,0351*Li + 0,646*MO + 15,29*Da - 0,192*topsoil - 4,671*Da^2 - 0,000781*Ar^2 - 0,00687*MO^2 + 0,0449*MO^{-1} + 0,0663*\ln(Li) + 0,1482*\ln(MO) - 0,04546*Da*Li - 0,4852*Da*MO + 0,00673*topsoil*Ar$	0,20
	$n^* = \ln(n-1)$	$-25,23 - 0,02195*Ar + 0,0074*Li - 0,1940*MO + 45,5*Da - 7,24*Da^2 + 0,0003658*Ar^2 + 0,002885*MO^2 - 12,81*D^{-1} - 0,1524*Li - 0,01958*MO^{-1} - 0,2876*\ln(Li) - 0,0709*\ln(MO) - 44,6*\ln(Da) - 0,02264*Da*Ar + 0,0896*Da*MO + 0,00718*topsoil*Ar$	0,54

Topsoil et subsoil sont des variables qualitatives ayant la valeur 1 ou 0.

1. Des classes de composition donnant accès à θ à des valeurs particulières de h

Les caractéristiques de composition utilisées pour établir les CFPT ont été le plus souvent la texture mais aussi la teneur en carbone organique ou matière organique, la densité apparente, ou encore la minéralogie de la phase argileuse ou le type d'horizon.

a. Les CFPT prenant en compte la texture seule

Les premières études ou applications agronomiques des classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) ont été en France basées sur la texture (Jamagne *et al.*, 1977). Ces auteurs ont développé des CFPT basées sur la connaissance de l'humidité à la capacité au champ et au point de flétrissement afin de déduire, par différence, la réserve utile du sol (Tableau 1.3).

Plus récemment, Bruand *et al.* (2002) ont développé des CFPT permettant d'estimer les teneurs en eau massique (W en $\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$) pour 7 valeurs de potentiel en fonction de la seule appartenance des sols à des classes de texture (CFPT texturales). Des teneurs en eau volumique (θ) à -10, -33, -100, -330, -1000, -3300, -15000 hPa ont été proposées en utilisant au sein de chaque classe de texture, les teneurs en eau massiques (W) et une valeur moyenne de densité apparente à l'échelle de l'horizon (D_a^h). Dans ce cas, D_a^h était déduite de la densité apparente moyenne mesurée sur motte (D_a^m). Avec de telles CFPT, l'estimation de θ nécessite uniquement que le sol puisse être rattaché à une classe de texture. Ces CFPT ne sont pas des fonctions de pédotransfert au sens habituel puisqu'il ne s'agit pas de relations mathématiques établies par régression. Il s'agit en revanche de classes de pédotransfert texturales. Un ensemble de 219 horizons dont 58 horizons A, 161 horizons E, B et C a été utilisé pour établir ces CFPT. Un second ensemble de 217 horizons a été utilisé pour discuter la validité des CFPT proposées pour estimer les teneurs en eau à -330 hPa et -15000 hPa.

b. Des CFPT prenant en compte la combinaison texture et structure

Pachepsky et Rawls (2003 et 2006), ont développé des fonctions de pédotransfert reliant la structure du sol et les paramètres hydrologiques du sol. Ils ont utilisé un sous ensemble de 2149 échantillons extraits de la base de données américaine contenant la teneur en eau à -330 hPa et à -15000 hPa, la densité apparente mesurée sur des mottes, de la classification morphologique des structures et de la classe de texture. L'arbre de régression a été utilisée pour regrouper les sols en fonction de la teneur en eau à -330 hPa et à -15000 hPa (Figure

1.3). Cette étude avait pour objectif de mettre en évidence l'importance de la structure du sol sur les propriétés de rétention en eau.

En complément des CFPT texturales établies par Bruand *et al.* (2002), d'autres CFPT ont été développées par ces auteurs à partir de classes combinant la texture et l'état structural à l'aide de la densité apparente. Il s'agissait cette fois de CFPT permettant d'estimer les teneurs en eau massique (W en g.g^{-1}) pour 7 valeurs de potentiel en fonction de l'appartenance des sols à des classes combinant texture et densité apparente à l'échelle de mottes de dimensions centimétriques (CFPT texturo-structurales). En faisant apparaître 2 à 5 valeurs de densité apparente sur mottes (D_a^m) pour chaque classe de texture, Bruand *et al.* (2002) généralisent la prise en compte de la composition du sol (composition granulométrique) et de sa structure (densité apparente).

Bruand *et al.* (2004) avaient proposé des valeurs de teneur en eau volumique à 7 potentiels de l'eau variant de -10 hPa ($\theta_{1,0}$) à -15000 hPa ($\theta_{4,2}$). Dans un premier temps, des CFPT texturales qui n'utilisent que la texture selon le triangle de texture français avaient été proposées après avoir réparti les horizons en deux ensembles, les horizons A d'une part et les horizons E, B et C, d'autre part (Tableau 1.4). Dans un second temps, des teneurs en eau volumiques ont été proposées en utilisant les CPT texturo-structurales qui utilisent à la fois la texture et la densité apparente de l'horizon après avoir réparti comme précédemment les horizons en deux ensembles, les horizons A d'une part et les horizons E, B et C d'autre part (Tableau 1.5). Un ensemble de 340 horizons a été utilisé pour établir les CPT dont 58 horizons A, L et 217 horizons E, B et C. La démarche suivie par Bruand *et al.* (2004) pour estimer les propriétés de rétention en eau en combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente est illustrée à l'aide de la figure 1.4.

c. Des CFPT prenant en compte la teneur en carbone organique ou matière organique

Rawls *et al.* (2003) ont étudié l'effet de la teneur en carbone organique sur la rétention en eau pour deux valeurs de potentiel -330 hPa et -15000 hPa. Pour établir les CFPT, ces auteurs ont travaillé sur un sous-ensemble de 12000 horizons extraits de la base de données américaine (U.S National Soil Characterization Database) en utilisant les quantités d'eau retenues à -330 hPa et à -15000 hPa, la densité apparente à -330 hPa et la classification des sols. A -330 hPa, les CFPT ont été établies à partir de la classe de texture (texture grossière, texture fine et texture très fine) et de la teneur en carbone organique qui est considérée comme étant la variable la plus importante pour les sols de texture grossière (Figure 1.5). A -15000 hPa, la stratification pour établir les CPT a été faite en utilisant la composition du sol (argile, limon et sable) et la teneur en carbone organique qui joue un rôle essentiel pour la rétention de l'eau à -15000 hPa pour les sols de faible teneur en argile (<

19%) (Figure 1.6). D'autres variables (classification des sols, densité apparente) ont aussi été prises en compte.

2. Des classes de composition donnant accès aux paramètres d'un modèle de courbe $\theta(h)$

Des CFPT ont été développées en utilisant les classes de texture dans le triangle de texture Européen (CEC, 1985). Des valeurs ont ainsi été proposées pour les paramètres du modèle de courbe de rétention en eau de van Genuchten (1980). Celles-ci ont été obtenues en utilisant le programme d'ajustement RETC (van Genuchten *et al.*, 1991). Des jeux de paramètres ont ainsi été proposés par Wösten *et al.* (1999). Ces CFPT développés ont été utilisées en séparant les horizons de surface A et L, et ceux de sub-surface E, B et C au sein de chaque classe de texture dans le triangle de texture Européen (CEC, 1985) (Wösten *et al.*, 1999 ; Bruand *et al.*, 2003) (Tableau 1.6).

C. Les fonctions de pédotransfert à fondement physique

Dans ce troisième ensemble de FPT, les paramètres des modèles sont directement issus des propriétés du sol. Les modèles physiques établis peuvent être le plus souvent assimilés à une fonction de pédotransfert puisque l'expression analytique utilise directement des caractéristiques de constitution du sol. Ces modèles physiques établis cherchent à simuler la distribution des pores ou à assimiler la distribution des particules dans le sol (Arya et Paris, 1981 ; Haverkamp et Parlange, 1986 ; Nimmo, 1997 ; Assouline *et al.*, 1998).

1. Modèle physique basé sur la distribution de taille des particules

Les travaux de Arya et Paris (1981) ont cherché à estimer la courbe de rétention en eau à partir de la distribution de taille de particules. Ces auteurs ont déterminé la courbe de rétention en eau à partir d'une distribution de taille de particules en n classes, en utilisant un modèle capillaire. Il s'agissait 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.

Une première façon de calculer la distribution de taille de pores a consisté à 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 censée 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 :

$$l_i = n_i 2R_i^\alpha \quad (14)$$

où α est un 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 ont fait l'hypothèse que l'indice de 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 :

$$r_i = R_i [4/6 \times e \times n_i^{(1-\alpha)}]^{1/2} \quad (15)$$

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 :

$$h_i = (2\gamma \times \cos \theta_i) / (\rho_w \times g \times r_i) \quad (16)$$

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 égal à 1,38. Nimmo (1997) ajoute au modèle d'Arya et Paris (1981) une composante intéressante représentant l'assemblage structural qui est obtenu à partir de la distribution des agrégats du sol. A cela peut être ajoutée une approche par calcul de la dimension fractale de la porosité (Tyler et Wheatcraft, 1989).

2. Modèle prenant en compte les variations de volume liées aux phénomènes de retrait-gonflement

Assouline *et al.* (1998) ont établi une expression mathématique de la courbe de rétention en eau en prenant en compte le réarrangement des particules et les changements consécutifs aux phénomènes de retrait-gonflement du sol au cours des cycles de dessiccation-humectation. Les auteurs précisent, en outre, que l'approche qui est développée pour l'évolution de θ lors de la dessiccation, peut aussi s'appliquer pour l'humectation en prenant en compte les phénomènes d'hystérésis. Le modèle proposé est de type fonction puissance :

$$\theta = (\theta_s - \theta_{15000})\{1 - \exp[-\xi(h^{-1} - h_{15000}^{-1})^\eta]\} + \theta_{15000} \quad \text{pour } h_{15000} \leq h < 0 \quad (17)$$

Celui-ci ne ressemble pas à une FPT parce qu'il possède deux paramètres d'ajustement (ξ et η) déterminés par une procédure itérative basée sur l'algorithme Marquardt-Levenberg. Ces paramètres ne donnent pas encore lieu à l'établissement de FPT, mais ils permettent d'aboutir à de meilleurs ajustements que ceux obtenus avec le modèle de van Genuchten (1980) (Assouline *et al.*, 1998).

Plus récemment, Assouline (2006) a développé un modèle empirique permettant de modéliser l'effet de l'augmentation de la densité apparente des sols compactés sur la rétention en eau. Ce modèle permet d'estimer la teneur en eau à la saturation et la teneur en eau résiduelle d'un sol compacté à partir de la teneur en eau avant compaction (état initial), et de la densité apparente du sol compacté (après compaction). La teneur en eau volumique à la saturation et la teneur en eau volumique résiduelle du sol compacté sont données par les formules suivantes :

$$\theta_{sc} = \theta_s[(\rho_s - \rho_c)/(\rho_s - \rho)] \quad (18)$$

$$\theta_c = \theta_t(\rho_c / \rho) \quad (19)$$

avec θ_{sc} : la teneur en eau à la saturation du sol compacté, θ_s : la teneur en eau à l'état initial avant compaction, θ_c : la teneur en eau résiduelle du sol compacté, θ_t : la teneur en eau résiduelle à l'état initial, ρ_s : la masse volumique de la phase solide = 2,65 g.cm⁻³, ρ_c : la densité apparente du sol compacté, ρ : la densité apparente à l'état initial.

Ce modèle proposé par Assouline (2006) est considéré comme une approche pour modéliser et prédire l'effet de la densité apparente sur la rétention en eau des sols compactés à partir des données disponibles sur la teneur en eau ou sur la densité apparente avant compaction (état initial). En sachant qu'un nombre réduit d'études a abordé l'effet de l'état structural caractérisé par sa densité apparente et la teneur en eau d'un sol compacté, on peut considérer ce modèle qui quantifie et prédit cette relation comme une FPT.

Tableau 1.3 : Réserve en eau utile (RU) et les densités apparentes selon les textures (Jamagne et al., 1977).

Texture	Humidité % à la CC	Humidité % à la PF	Eau utile %	Densité apparente	RU
					mm/cm de sol
S	8	3	5	1,35	0,70
SL	12	5	7	1,40	1,00
SA	19	10	9	1,50	1,40
LLS	15	7	8	1,50	1,20
LS	19	9	10	1,45	1,55
LMS	20	9	11	1,45	1,65
LSA	22	11	11	1,50	1,65
LAS	24	12	12	1,45	1,80
LL	17	8	9	1,50	1,40
LM	23	10	13	1,35	1,80
LA	27	13	14	1,40	2,00
AS	33	22	11	1,55	1,70
A	37	25	12	1,45	1,85
AL	32	19	13	1,40	1,90
Séd.	29	18	11	1,50	1,65
ALO	38	25	13	1,30	1,70

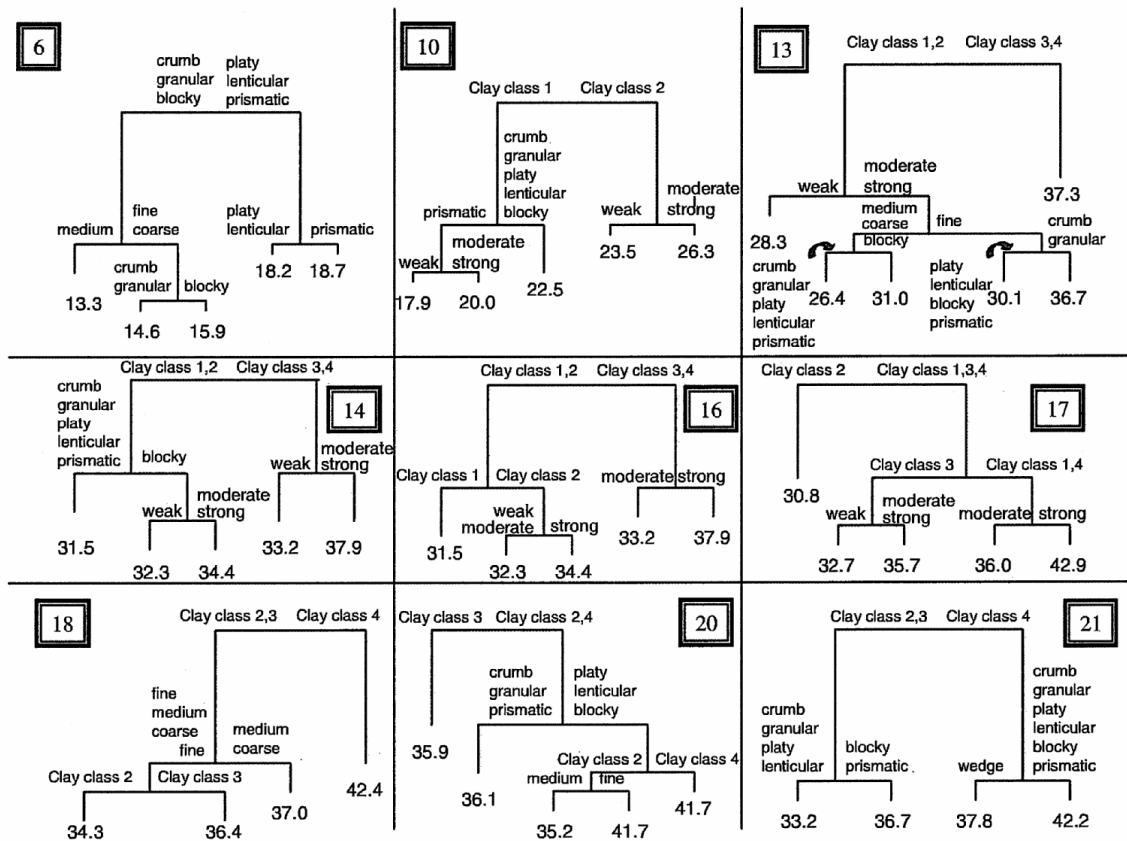


Figure 1.3 : Arbre de régression permettant l'estimation de la teneur en eau à -330 hPa à partir de classes de texture et de structure (Pachepsky et Rawls, 2006).

Tableau 1.4 : Teneurs en eau volumiques moyennes en fonction du type d'horizon et de la texture (Bruand et al., 2004).

Type d'horizons	Texture	Densité d'horizon		Teneur en eau volumique $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$						
		moy.	S	$\theta_{1,0}$	$\theta_{1,5}$	$\theta_{2,0}$	$\theta_{2,5}$	$\theta_{3,0}$	$\theta_{3,5}$	$\theta_{4,2}$
A	ALO	1,31	0,18	0,422	0,391	0,373	0,351	0,347	0,304	0,249
	AL	1,42	0,07	0,359	0,346	0,333	0,313	0,286	0,247	0,197
	AS	1,31	-	0,445	0,385	0,385	0,334	0,286	0,224	0,212
	A	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LA	1,42	0,11	0,359	0,340	0,325	0,302	0,267	0,215	0,152
	LAS	1,45	0,12	0,348	0,335	0,320	0,301	0,266	0,210	0,153
	LSA	1,55	0,13	0,312	0,304	0,283	0,267	0,245	0,201	0,140
	LM	1,40	0,09	0,350	0,337	0,322	0,283	0,209	0,143	0,109
	LMS	1,53	0,12	0,323	0,311	0,300	0,277	0,239	0,167	0,117
	LS	1,70	-	0,291	0,277	0,265	0,252	0,223	0,155	0,104
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,66	0,05	0,287	0,278	0,259	0,233	0,197	0,164	0,131
	SL	1,61	0,11	0,277	0,259	0,216	0,173	0,143	0,118	0,084
S	1,49	0,12	0,177	0,140	0,117	0,094	0,080	0,066	0,057	
E, B, C	ALO	1,43	0,17	0,435	0,421	0,408	0,384	0,366	0,341	0,297
	AL	1,55	0,12	0,361	0,351	0,335	0,315	0,290	0,257	0,222
	AS	1,69	0,08	0,324	0,315	0,296	0,279	0,262	0,238	0,201
	A	1,67	0,08	0,338	0,332	0,315	0,290	0,282	0,253	0,221
	LA	1,53	0,05	0,344	0,331	0,312	0,280	0,238	0,196	0,163
	LAS	1,58	0,10	0,335	0,322	0,304	0,270	0,229	0,195	0,156
	LSA	1,57	0,15	0,306	0,285	0,262	0,235	0,203	0,169	0,158
	LM	1,52	0,15	0,338	0,329	0,321	0,273	0,184	0,145	0,114
	LMS	1,58	0,10	0,364	0,354	0,330	0,270	0,212	0,172	0,129
	LS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,65	0,16	0,294	0,262	0,239	0,201	0,178	0,152	0,136
	SL	1,59	0,13	0,246	0,241	0,201	0,177	0,145	0,113	0,085
S	1,73	0,13	0,187	0,165	0,110	0,098	0,074	0,056	0,037	

* densité apparente moyenne des horizons et écarts types correspondants

Tableau 1.5 : Teneurs en eau volumiques proposées pour les horizons (A et E, B, C) en fonction de leur texture et de leur densité apparente (Bruand et al., 2004).

Type d'horizons	Texture	D _a ⁿ horizon	Teneur en eau volumique cm ³ .cm ⁻³						
			θ _{1,0}	θ _{1,5}	θ _{2,0}	θ _{2,5}	θ _{3,0}	θ _{3,5}	θ _{4,2}
A	ALO	1,1	0,432	0,420	0,397	0,365	0,334	0,303	0,267
		1,3	0,429	0,414	0,389	0,356	0,325	0,294	0,258
	AL	1,3	0,353	0,349	0,336	0,308	0,274	0,237	0,195
		1,5	0,356	0,354	0,345	0,322	0,290	0,250	0,204
	AS	1,3	0,490	0,391	0,369	0,332	0,283	0,222	0,211
	A	-	-	-	-	-	-	-	-
	LA	1,3	0,331	0,328	0,310	0,289	0,247	0,198	0,146
		1,5	0,348	0,345	0,336	0,310	0,267	0,216	0,160
	LAS	1,3	0,344	0,340	0,327	0,296	0,253	0,206	0,155
		1,5	0,323	0,322	0,315	0,295	0,256	0,205	0,149
	LSA	1,5	0,291	0,288	0,281	0,258	0,222	0,179	0,133
	LM	1,3	0,342	0,341	0,330	0,271	0,185	0,127	0,104
		1,5	0,343	0,339	0,326	0,287	0,228	0,167	0,108
	LMS	1,3	0,347	0,341	0,325	0,288	0,241	0,193	0,143
		1,5	0,311	0,308	0,300	0,272	0,223	0,165	0,108
	LS	1,7	0,280	0,279	0,274	0,255	0,215	0,160	0,102
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,7	0,293	0,285	0,267	0,235	0,202	0,169	0,134
	SL	1,5	0,285	0,269	0,241	0,203	0,170	0,141	0,113
1,7		0,294	0,270	0,230	0,181	0,143	0,111	0,081	
S	1,3	0,198	0,161	0,133	0,108	0,091	0,075	0,060	
	1,5	0,144	0,125	0,102	0,082	0,070	0,060	0,053	

Tableau (suite) 1.5: Teneurs en eau volumiques proposées pour les horizons (A et E, B, C) en fonction de leur texture et de leur densité apparente (Bruand et al., 2004).

Type d'horizons	Texture	D _a ^h horizon	Teneur en eau volumique cm ³ .cm ⁻³						
			θ _{1.0}	θ _{1.5}	θ _{2.0}	θ _{2.5}	θ _{3.0}	θ _{3.5}	θ _{4.2}
E, B, C	ALO	1,25	0,523	0,515	0,496	0,464	0,429	0,391	0,347
		1,35	0,453	0,439	0,418	0,392	0,368	0,344	0,314
		1,45	0,414	0,409	0,398	0,376	0,350	0,321	0,286
		1,55	0,388	0,384	0,377	0,360	0,338	0,313	0,283
		1,65	0,337	0,334	0,328	0,315	0,300	0,282	0,259
	AL	1,35	0,373	0,367	0,352	0,322	0,290	0,258	0,226
		1,45	0,359	0,355	0,345	0,323	0,295	0,263	0,225
		1,55	0,363	0,355	0,339	0,313	0,287	0,260	0,228
		1,65	0,350	0,345	0,335	0,315	0,290	0,263	0,231
	AS	1,55	0,368	0,358	0,341	0,314	0,289	0,262	0,231
		1,65	0,319	0,313	0,299	0,276	0,252	0,227	0,198
		1,75	0,302	0,296	0,283	0,263	0,243	0,222	0,198
	A	1,65	0,353	0,348	0,337	0,315	0,290	0,262	0,230
		1,75	0,320	0,316	0,307	0,289	0,269	0,247	0,220
	LA	1,45	0,357	0,345	0,319	0,286	0,241	0,204	0,164
		1,55	0,355	0,346	0,325	0,287	0,249	0,210	0,168
	LAS	1,55	0,345	0,336	0,311	0,269	0,231	0,197	0,167
		1,65	0,318	0,314	0,301	0,272	0,235	0,195	0,152
	LSA	1,55	0,335	0,304	0,271	0,237	0,211	0,187	0,163
		1,65	0,283	0,275	0,251	0,208	0,172	0,146	0,128
	LM	1,55	0,351	0,350	0,344	0,297	0,201	0,135	0,108
	LMS	1,55	0,352	0,342	0,312	0,252	0,200	0,161	0,130
	LS	-	-	-	-	-	-	-	-
	LLS	-	-	-	-	-	-	-	-
	LL	-	-	-	-	-	-	-	-
	SA	1,65	0,281	0,265	0,238	0,203	0,176	0,153	0,131
	SL	1,55	0,245	0,236	0,202	0,156	0,122	0,081	0,061
	S	1,65	0,203	0,170	0,129	0,093	0,069	0,052	0,038

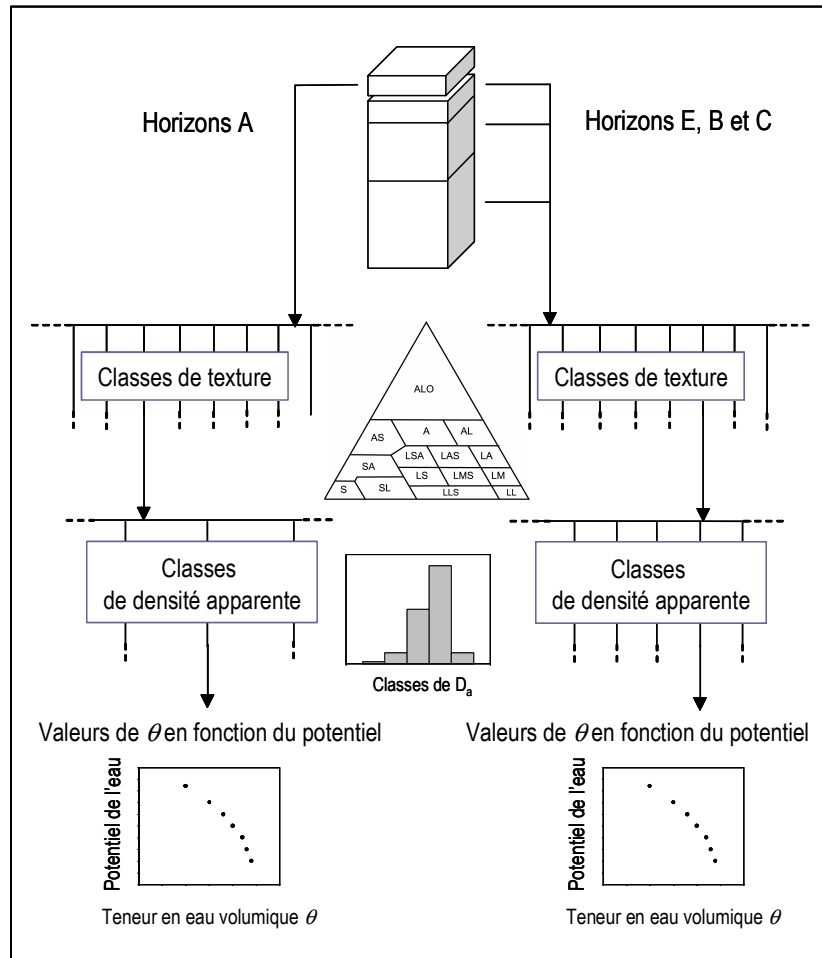


Figure 1.4 : Présentation générale de la démarche suivie pour estimer les propriétés de rétention en eau combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente (Bruand et al., 2004).

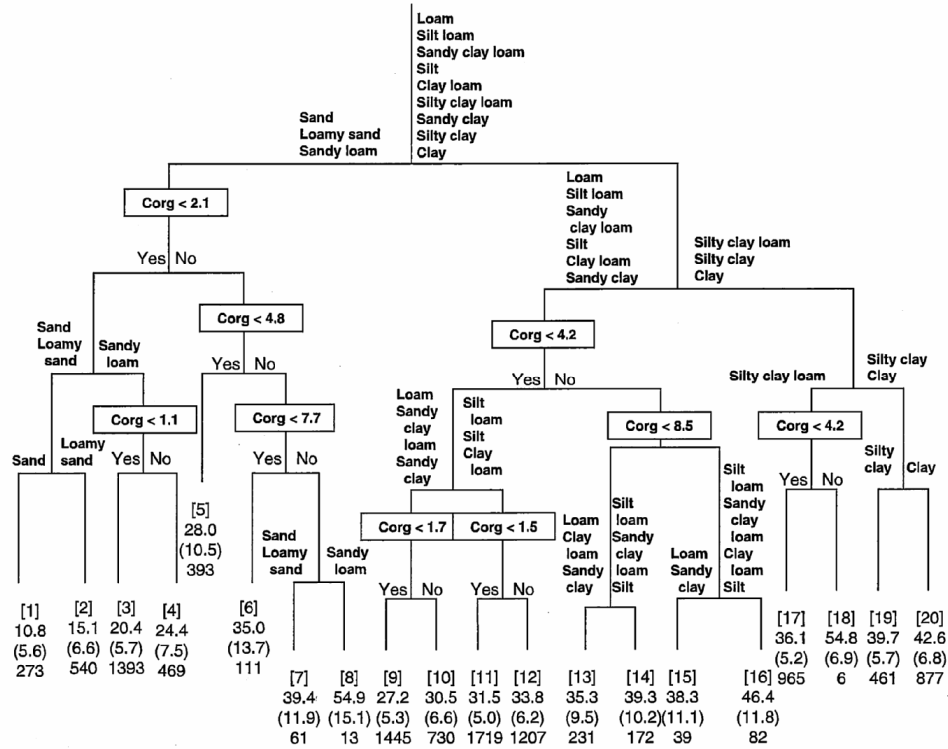


Figure 1.5 : Classes de pédotransfert établies à partir de la classe de texture et de la teneur en carbone organique pour estimer la teneur en eau à -330 hPa (Rawls et al., 2003).

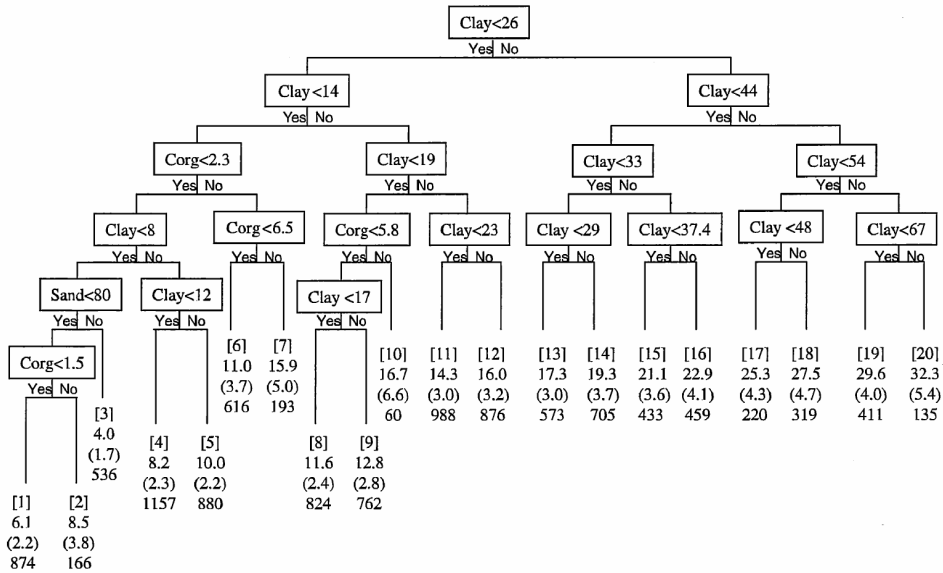


Figure 1.6 : Classes de pédotransfert établies à partir de la composition du sol (teneurs en argile, sable) et de la teneur en carbone organique pour estimer la teneur en eau à -1500 hPa (Rawls et al., 2003).

Tableau 1.6 : Les classes de pédotransfert établies pour prédire les propriétés de rétention en eau en utilisant les paramètres de Mualem van Genuchten (Wösten et al., 1999).

	θ_r	θ_s	α	n	m
Horizons de surface					
Très Fine	0,010	0,614	0,0265	1,1033	0,0936
Fine	0,010	0,520	0,0367	1,1012	0,0919
Medium fine	0,010	0,430	0,0083	1,2539	0,2025
Medium	0,010	0,439	0,0314	1,1804	0,1528
Grossière	0,025	0,403	0,0383	1,3774	0,2740
Horizons de sub-surface					
Très Fine	0,010	0,538	0,0168	1,0730	0,0680
Fine	0,010	0,481	0,0198	1,0861	0,0793
Medium fine	0,010	0,412	0,0082	1,2179	0,1789
Medium	0,010	0,392	0,0249	1,1689	0,1445
Grossière	0,025	0,366	0,0430	1,5206	0,3424

III. CARACTERISTIQUES DES SOLS ETUDIÉS POUR ÉTABLIR LES FPT

A. Etat des échantillons utilisés pour étudier les propriétés de rétention en eau

Les bases de données issues de travaux antérieurs aux années 80 sont essentiellement constituées de données sur des échantillons remaniés (échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm). Le caractère remanié ou non remanié des échantillons utilisés pour déterminer les propriétés de rétention en eau varie suivant les études. Les premières études ont toutes porté 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 ; Jamagne *et al.*, 1977) mais il faut aussi relever que très tôt des travaux ont été réalisés avec des échantillons non remaniés (conservés autant que possible à la teneur en eau de leur prélèvement et sans que leur état structural soit modifié) (Salter et Williams, 1965 ; Salter *et al.*, 1966 ; Petersen *et al.*, 1968a).

En France, l'étude des propriétés de rétention en eau a longtemps été effectuée à partir d'échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm. Les mesures de propriétés de rétention en eau sur des échantillons non remaniés conservés dans des boîtes hermétiques à la teneur en eau lors du prélèvement (proche de la capacité au champ) et à une température suffisamment basse pour réduire considérablement l'activité biologique ont été développées il y a une vingtaine d'années à la suite des travaux de Jamagne *et al.* (1970) et de Tessier et Pédro (1984).

B. Origine des sols utilisés pour établir des FPT

Les sols utilisés pour développer les FPT ont des origines qui peuvent être très variables mais d'une façon générale, les chercheurs ont généralement développé des FPT pour les sols des pays où ils conduisaient leurs recherches. Ainsi Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) et Gupta et Larson (1979) ont établi des FPT pour les sols du continent Nord-américain alors Hall *et al.* (1977) en ont développé pour la Grande Bretagne, ou encore Vereecken *et al.* (1989) pour les sols de Belgique.

En France, il n'y a pas eu d'étude réalisée à l'échelle des sols du territoire national jusqu'à présent, en raison de l'absence d'un jeu de données que l'on puisse considérer comme représentatif des sols du territoire national. Il y a eu en revanche un certain nombre d'études réalisées sur des ensembles de sols représentatifs de certaines régions de France. Ainsi, l'étude réalisée très tôt par Jamagne *et al.* (1977) portait sur les sols du nord du bassin

parisien et celle réalisée plus récemment par Bruand *et al.* (1996 et 2003) portait sur un jeu d'échantillons issus de sols pour la plupart localisés dans le bassin parisien.

Plus généralement, l'établissement de FPT nécessite la connaissance des propriétés de rétention en eau et de caractéristiques de constitution (composition granulométrique, teneur en carbone organique, densité apparente, etc.) d'un ensemble suffisant d'horizons pour que cela ait un sens statistiquement (robustesse des relations établies) et pédologiquement (représentativité par rapport à une variabilité pédologique). Un certain nombre de bases de données de sols, ou parfois plus modestement d'ensembles de sols limités à plusieurs d'horizons, ont été utilisés pour établir des FPT. De nombreux travaux ont ainsi utilisé la base de l'USDA aux Etats-Unis. En particulier aux Etats-Unis (USDA Natural Resource Conservation Service, 1994 ; Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhirichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Leij *et al.*, 1996 et 1999). Les FPT développées par Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) ont été établies en utilisant de données renseignant plusieurs milliers d'horizons alors que les FPT de Gupta et Larson (1979) ont porté sur un nombre restreint d'horizons (Tableau 1.7). Récemment, Rawls *et al.* (2003) ont développé des FPT pour deux valeurs de potentiel -330 hPa et -15000 hPa à partir d'un sous-ensemble de 12000 horizons extrait de la base de données américaine (U.S National Soil Characterization database). En Europe, une base de données (HYPRES pour HYdraulic PRoperties of European Soils) a été développée en rassemblant les données de 5521 horizons dont 171 proviennent de la France (Lilly, 1997 ; Lilly *et al.*, 1999 ; Wösten *et al.*, 1999 ; Nemes *et al.*, 2001 et 2003) (Tableau 1.7).

IV. VALIDATION DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

Malgré le nombre très élevé de FPT proposées dans la littérature, peu d'études ont eu pour objet de discuter leur validité. Celles-ci ont eu pour objet de discuter leur capacité à estimer avec plus ou moins de justesse les teneurs en eau mesurées pour un échantillon test d'horizons de sols (Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhirichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Bastet *et al.*, 1999 ; Cornelis *et al.*, 2001 et Wösten *et al.*, 2001). Les caractéristiques de ces travaux sont présentées dans le Tableau 1.8.

A. Grandeurs utilisées

Les FPT sont régulièrement évaluées en effectuant une comparaison des valeurs qu'elles prédisent aux valeurs mesurées (Pachepsky et Rawls, 1999). Bien que beaucoup de

critères d'évaluation de la précision soient disponibles, seulement un nombre restreint est utilisé pour évaluer l'efficacité des FPT. En règle générale, les critères ou les grandeurs d'évaluation des FPT qui sont le plus souvent utilisées sont l'erreur moyenne (EM) ou l'erreur moyenne de prédiction (EMP) qui n'est autre que EM (Bastet *et al.*, (1999), Bruand *et al.*, (2003)), l'erreur absolue moyenne (EAM), le coefficient de détermination (R^2), l'écart quadratique moyen ou Root Mean Square Error ($RMSE$), (e.g., Pachepsky *et al.*, 1998 ; Schaap *et al.*, 2001 ; van Alphen *et al.*, 2001 ; Cornelis *et al.*, 2001 et 2005 ; Romano et Palladino, 2002) (Tableau 1.9).

$$EM = \frac{1}{n} \sum (\theta_p - \theta_m) \quad (20)$$

$$EAM = \frac{1}{n} \sum |(\theta_p - \theta_m)| \quad (21)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\theta_p - \bar{\theta})^2}{\sum_{i=1}^n (\theta_m - \bar{\theta})^2} \quad (22)$$

$$RMSE = \left\{ \frac{1}{n} \sum (\theta_p - \theta_m)^2 \right\}^{1/2} \quad (23)$$

où n présente le nombre d'horizon, θ_p les teneurs en eau volumiques prédites par les FPT, θ_m les teneurs en eau volumiques mesurées, $\bar{\theta}$ la moyenne des teneurs en eau mesurées. Plusieurs auteurs ont aussi calculé l'écart type de prédiction (ETP) de la façon suivante :

$$ETP = \left\{ \frac{1}{n} \sum [(\theta_p - \theta_m) - EMP]^2 \right\}^{1/2} \quad (25)$$

L'écart type de prédiction permet de discuter la précision de l'estimation. L'estimation est d'autant plus précise qu'il est proche de 0.

Tableau 1.7 : Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT.

Auteurs	Nombre d'horizons	Origine des sols	Etat des échantillons	Variables prises en compte					
				Sa	Li	Ar	MO	Da	Eg
Petersen <i>et al.</i> (1968a)	1267	Etats-Unis	remanié/ non remanié	+	+	+	+	+	+
Petersen <i>et al.</i> (1968b)	401	Etats-Unis	remanié/ non remanié	+	+	+	+	+	+
Renger (1971)	450	Danemark	non remanié			+	+		
Hall <i>et al.</i> (1977)	825	G.B.	non remanié			+		+	
Gupta et Larson (1979)	43	Etats-Unis	remanié	+	+	+	+	+	
Rawls <i>et al.</i> (1982)	2541	Etats-Unis	n.p.	+	+	+	+	+	
Pachepsky <i>et al.</i> (1982)	230	Hongrie	n.p.	+	+	+		+	
De Jong <i>et al.</i> (1983)	64	Canada	remanié	+	+	+	+		
Puckett <i>et.</i> (1985)	42	Etats-Unis	non remanié	+	+	+		+	
Rawls et Brakensiek (1985)	5320	Etats-Unis	n.p.	+		+		+	
Vereecken <i>et al.</i> (1989)	182	Belgique	non remanié	+	+	+	+	+	

Tableau (suite) 1.7 : Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les FPT.

Auteurs	Nombre d'horizons	Origine des sols	Etat des échantillons	Variables prises en compte					
				Sa	Li	Ar	MO	Da	Eg
Baumer (1992)	18000	États-Unis	n.p.	+		+	+	+	
Williams <i>et al.</i> (1992)	196	Allemagne	n.p.	+		+	+		
Bruand <i>et al.</i> (1994)	20	France	remanié			+			
Tomasella et Hodnett (1998)	614	Brésil	n.p.		+	+			
Wösten <i>et al.</i> (1999)	4030	Europe	non remanié		+	+	+	+	
Nemes <i>et al.</i> (2003)	576	Hongrie	non remanié	+	+	+	+	+	

n.p. : non précisé

Tableau 1.8 : Caractéristiques des travaux de test de validation de FPT.

Auteurs	Origine des sols	Nombre d'horizons	Potentiels testé	FPT testées
Williams <i>et al.</i> (1992)	Oklahoma (USA)	366	-100 hPa -330 hPa -600 hPa -1000 hPa -15000 hPa	Gupta et Larson (1979) Rawls <i>et al.</i> (1982) Ahuja <i>et al.</i> (1985) Gregson <i>et al.</i> (1987)
Tietje et Tapkenhinrichs (1993)	Allemagne	1079	-1 hPa -60 hPa -300 hPa -15000 hPa	Husz (1967) Renger (1971) Gupta et Larson (1979) Arya et Paris (1981) Rawls <i>et al.</i> (1982) Pachepasky <i>et al.</i> (1982) De Jong <i>et al.</i> (1983) Cosby <i>et al.</i> (1984) Puckett <i>et al.</i> (1985) Rawls et Brackensiek (1985) Nicolaeva <i>et al.</i> (1986) Saxton <i>et al.</i> (1986) Tyler et Wheatcraft (1989) Vereecken <i>et al.</i> (1989)
Kern (1995)	Etats Unis	3666	-100 hPa -330 hPa -600 hPa -15000 hPa	Gupta et Larson (1979) Rawls <i>et al.</i> (1982) De Jong <i>et al.</i> (1983) Cosby <i>et al.</i> (1984) Saxton <i>et al.</i> (1986) Vereecken <i>et al.</i> (1989)
Wösten <i>et al.</i> (2001)	Oklahoma (USA)	n.p	-330 hPa -15000 hPa	Petersen <i>et al.</i> (1968) Hall <i>et al.</i> (1977) Gupta et Larson (1979) Oosterveld et Chang (1980) Pachepsky <i>et al.</i> (1982b) Rawls <i>et al.</i> (1982) Rawls <i>et al.</i> (1983) Puckett <i>et al.</i> (1985) Beke et McCormic (1985) Rawls et Brackensiek (1985) Saxton <i>et al.</i> (1986) Vereecken <i>et al.</i> (1989) Baumer (1992) Williams <i>et al.</i> (1992) Campbell et Shiozawa (1992) Rajkai et Varallyay (1992) Canarache (1993) Bell (1993) Bruand <i>et al.</i> (1994) Tomasella et Hodnett (1998)

Tableau 1.9 : Validité de quelques FPT (FPTC et CFPT) évaluées en fonction de leur précision (Williams et al., 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Bastet et al., 1999 ; Wösten et al., 2001 ; Morvan et al., 2004).

FPT	FPTC	CFPT	Potentiel de l'eau (hPa)	EMP cm ³ .cm ⁻³	ETP cm ³ .cm ⁻³	RMSE cm ³ .cm ⁻³	Variables prises en compte
Validation effectuée par Williams et al. (1992)							
Rawls et al. (1982, I)	x		-100	-0,029	0,058		Ar, Sa, MO,
Rawls et al. (1982, III)	x		-100	-0,013	0,028		Sa, MO, θ_{330} , θ_{15000}
Gupta et Larson (1979)	x		-100	0,091	0,077		Ar, Li, Sa, MO, Da
Validation effectuée par Tietje et Tapkenhinrichs et al. (1993)							
Renger (1971)	x		-300, -15000	0,011		0,058	Ar, Li, MO, Da
Rawls et al. (1982, I)	x		-100	-0,006		0,063	Ar, Sa, MO,
Rawls et al. (1982, III)	x		-100	0,039		0,037	Sa, MO, θ_{330} , θ_{15000}
Pucket et al. (1985)	x		-100	-0,033		0,075	Ar, Sa, Da, Porosité
Validation effectuée par Bastet et al. (1999)							
Hall et al. (1977)	x		-100	0,032	0,056		Ar, Li, CO, Da
			-15000	0,006	0,034		
Vereecken et al. (1989)	x		-100	0,049	0,056		Paramètres de courbe de rétention en eau (θ_s , α et n)
			-300	0,022	0,052		
			-15000	0,012	0,042		
Validation effectuée par Wösten et al. (2001)							
Minasny et al. (1999)	x		-330			0,070	Ar, Li, Sa, Da, Porosité
Bruand et al. (1996)	x		-330			0,030	Da
Pachepsky et al. (1996)	x		-330			0,020	
			-15000			0,020	
Validation effectuée par Morvan et al. (2004)							
Bruand et al. (2002)		x	7 valeurs de potentiels	-0,028 ≤ EMP ≤ 0,006	De 0,026 à 0,059		Classe de texture
Bruand et al. (2002)		x	7 valeurs de potentiels	-0,012 ≤ EMP ≤ 0,009	De 0,023 à 0,038		Classe de texture et de densité apparente

Les courbes de rétention en eau estimées ont aussi été comparées géométriquement avec les courbes mesurées en utilisant une définition de l'erreur moyenne (*EM*) ou la différence moyenne (*DM*) qui peut être positive ou négative (sur-estimation $DM > 0$ ou sous-estimation $DM < 0$), et de l'écart quadratique moyenne (*EQM* ou *RMSD*) qui se calculent en comparant les aires des courbes de la façon suivante (Tietje et Tapkenhinrichs, 1993) :

$$DM = (1/(b-a)) \int_a^b (\theta_p - \theta_m) d\psi \quad (26)$$

$$RMSE = [(1/(b-a)) \int_a^b (\theta_p - \theta_m)^2]^{1/2} \quad (27)$$

B. Évaluation des FPT

Un nombre restreint de travaux a concerné l'évaluation des FPT proposées dans la littérature (Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995 ; Pachepsky *et al.*, 1998 ; Bastet *et al.*, 1998 et 1999 ; Schaap *et al.*, 2001 ; Cornelis *et al.*, 2001 et 2005 ; Wösten *et al.*, 2001 ; Donatelli *et al.*, 2004).

1. Validation ponctuelle de la teneur en eau

La validité des FPTC qui permettent d'estimer la teneur en eau pour des valeurs particulières de potentiel a été abordée par Williams *et al.* (1992) et Bastet *et al.* (1999). Williams *et al.*, (1992) ont discuté la validité des FPTC qui ne prennent en compte que des caractéristiques de constitution des sols (Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 et 1983) avec d'autres qui prennent en compte de valeurs de teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel (Rawls *et al.*, 1982 ; Ahuja *et al.*, 1985 ; Gregson *et al.*, 1987). Cette comparaison a été réalisée pour cinq valeurs de potentiel (-100, -330, -600, -1000 et -15000 hPa). Williams *et al.* (1992) ont utilisé l'erreur moyenne (*EM*) et l'écart type (*SD*) associé à l'erreur moyenne (*EM*) pour évaluer les FPTC en utilisant un ensemble de 366 horizons de sols provenant de l'Oklahoma (Etats-Unis). 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} . L'erreur moyenne (*EM*) pour θ_{100} , varie de -0,029 cm³.cm⁻³ avec le modèle I à -0,013 cm³.cm⁻³ avec

le modèle III. L'écart type (*SD*) associé à l'erreur moyenne (*EM*) varie pour θ_{100} de 0,058 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ avec le modèle I à 0,028 $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ avec le modèle III.

Les résultats de validation obtenus par Williams *et al.* (1992) montrent clairement que les FPTC qui prennent en compte à la fois les caractéristiques de constitution et la teneur en eau à -330 et -15000 hPa conduisent à une estimation moins biaisée et une précision plus élevée que celles qui ne prennent pas en compte des points de la courbe de rétention en eau. Rawls *et al.* (1982) aboutissent à la même conclusion en utilisant 2500 échantillons de sol américains de toute nature pour discuter la validité des FPTC basées sur trois niveaux de régression (modèles I, II et III). La prise en compte de θ_{330} et θ_{15000} améliore la qualité des estimations, et la proportion de variabilité expliquée est de 34 à 76 % avec les FPTC appartenant au modèle I, alors qu'elle est de 59 à 98 % avec celles appartenant au modèle III. Il faut cependant relever que les deux points de la courbe de rétention en eau (θ_{330} et θ_{15000}) utilisés dans les FPTC de Rawls *et al.* (1982) ne peuvent pas être considérés comme des caractéristiques de constitution du sol aisément accessibles.

Bastet *et al.* (1999) ont évalué l'efficacité de FPTC faisant appel aux seules caractéristiques de constitution des sols (Hall *et al.* 1977 ; Gupta et Larson, 1979 et Rawls *et al.* 1982 et 1983) et à d'autres qui tiennent compte de valeurs de teneur en eau à des valeurs de potentiel matriciel particulières (Rawls *et al.* 1982 ; Vereecken *et al.*, 1989). L'étude a porté sur les teneurs en eau des sols pour $h = -100, -330$ et -15000 hPa et le critère utilisé pour comparer les FPT était l'erreur moyenne de prédiction (*EMP*) et l'écart type de prédiction (*ETP*). Les FPTC sélectionnées par Bastet *et al.* (1999) permettaient soit d'estimer la teneur en eau des sols à des valeurs particulières de potentiel (estimation ponctuelle), soit d'estimer de façon continue la teneur en eau des sols à l'aide d'une fonction paramétrée. A partir d'un échantillon test composé de 762 horizons de sols provenant de deux grands secteurs géographiques, d'une part le sud de la Région Ile-de-France et la Région Centre (Bassin parisien) et d'autre part de la Région Languedoc-Roussillon, Bastet *et al.* (1999) ont montré que le biais de prédiction le plus faible enregistré pour la teneur en eau volumique à -100 hPa était obtenu avec les FPT de Hall *et al.* (1977) ($EMP = 0,032 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) alors que le biais de prédiction le plus élevé était obtenu avec les FPTC de Rawls *et al.* (1982) n'utilisant pas de point de la courbe de rétention en eau ($EMP = 0,109 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$).

Les écarts types de prédiction (*ETP*) obtenus avec les FPTC de Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989) étaient les plus faibles à cette valeurs de potentiel ($ETP = 0,056 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) qu'avec les FPTC de Rawls et Gupta-Larson ($ETP = 0,066, 0,072 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

respectivement. Bastet *et al.* (1999) ont trouvé que les FPTC de Hall *et al.* (1977) qui prennent un compte le type d'horizon (horizons de surface d'une part et les horizons de sub-surface d'autre part) conduisaient à un biais plus faible avec les horizons de sub-surface ($EMP = 0,026 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) qu'avec les horizons de surface ($EMP = 0,043 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). L'évaluation des FPTC à -330 et -15000 hPa révèle une amélioration importante des performances par rapport à celles enregistrées à -100 hPa. Le biais de prédiction enregistré en utilisant les FPTC de Vereecken devient très faible à ces valeurs de potentiel matriciel ($EMP = 0,022$ et $0,012 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$) respectivement.

Bastet *et al.* (1999) ont en outre montré que les FPTC proposées par Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989) étaient les plus précises parmi les FPT sélectionnées avec des écarts types variant de $0,028$ à $0,042 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Ceci est conforme aux résultats obtenus avec les erreurs moyennes de prédiction (EMP).

Wösten *et al.* (2001) ont discuté la qualité des estimations effectuées avec 21 FPTC en calculant l'écart quadratique moyenne (EQM). Les valeurs faibles de EQM enregistrées l'ont alors été avec les seules FPTC utilisant un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau. Dès que les FPTC n'utilisent plus que des données relatives à la constitution des sols, les valeurs de EQM sont beaucoup plus élevées (Figure 1.7).

Cornelis *et al.* (2001) ont aussi évalué un certain nombre de FPT pour ce qui concerne l'estimation des quantités d'eau retenues aux valeurs de potentiel de -3 , -30 , -100 , -310 , -980 et -15000 hPa. L'étude portait sur un échantillon de test de 298 horizons appartenant à 69 sols couvrant une large gamme de texture en Belgique. Les FPT testées étaient pour l'essentiel des FPTC : FPTC du groupe I de Rawls et Brakensiek (1985), FPTC de Vereecken *et al.* (1989), Wösten *et al.*, (1995), Scheinost *et al.* (1997) et Schaap *et al.* (1998), FPTC et CFPT de Wösten *et al.* (1999), FPTC de Gupta et Larson (1979) et celles appartenant au groupe II de Rawls et Brakensiek (1982). Les FPT à fondement physique n'ont pas été retenues dans l'évaluation effectuée par Cornelis *et al.* (2001) parce qu'elle nécessitent une connaissance de la distribution de taille de particules détaillée, donnée qui n'est généralement pas disponible. Pour quantifier la qualité de prédiction, Cornelis *et al.*, (2001) ont calculé la moyenne de la différence moyenne (MDM), la moyenne de la valeur absolue de la différence moyenne ($MADM$), la moyenne de l'écart quadratique moyenne ($MEQM$ ou $MRMSE$), l'écart type de prédiction (ETP) et la moyenne du coefficient de corrélation (Mr). Les résultats du test de validation ont montré que la meilleure précision de prédiction est enregistrée avec les FPT de Vereecken *et al.* (1989) (Figure 1.8 et 1.9). Les valeurs enregistrées pour la moyenne de la valeur absolue de la différence moyenne ($MADM$) varient de $0,031$ à $0,060 \text{ m}^3.\text{m}^{-3}$, pour la moyenne de l'écart quadratique moyen

(*MEQM*) de 0,041 à 0,077 m³.m⁻³. Quant à l'écart type, il varie de 0,021 à 0,035 m³.m⁻³. Enfin, la moyenne du coefficient de corrélation (*Mr*) varie de 0,947 à 0,998.

Plus récemment, des FPTC (Hall *et al.*, 1977 ; Rawls *et al.*, 1982 ; Vereecken *et al.*, 1989 ; Bastet *et al.*, 1999 modèle I) ainsi que des CFPT (Jamagne *et al.*, 1977 ; Bastet *et al.*, 1999 modèle II ; Bruand *et al.*, 2002 texturales et texturo-structurales) ont été comparées en utilisant un ensemble de 15 horizons de référence qui représentaient la variabilité des sols d'un bassin versant d'une centaine d'hectares (Morvan *et al.*, 2004). La comparaison des différentes FPT (CFPT et FPTC) a été réalisée pour 8 valeurs de potentiel variant de -10 hPa à -15000 hPa. Pour comparer les valeurs de θ prédites et mesurées par les FPTC et CFPT, Morvan *et al.* (2004) ont utilisé l'erreur moyenne de prédiction (*EMP*) et l'écart type de prédiction (*ETP*). Les résultats ont montré que les CFPT (texturales et texturo-structurales) de Bruand *et al.* (2002) ainsi que les FPTC et CFPT de Bastet *et al.* (1999) fournissent les estimations les plus proches des teneurs en eau mesurées. Les valeurs des erreurs moyennes enregistrées avec les CFPT texturales de Bruand *et al.* (2002) étaient inférieures à 0,028 cm³.cm⁻³ en valeur absolue. La précision variait dans une gamme de 0,026 à 0,059 cm³.cm⁻³ pour des valeurs de potentiel variant de -10 hPa à -15000 hPa. En effet, l'utilisation des CFPT de Bruand *et al.* (2002) qui combinent à la fois la texture et densité apparente (texturo-structurales) a conduit à une amélioration de l'erreur moyenne de prédiction et de la précision à toutes les valeurs de potentiel étudiées.

2. Validation par aire de courbe

Tietje et Tapkenhinrichs (1993) ont sélectionné un nombre élevé de FPT pour évaluer leur validité de prédiction. Ils ont utilisé des FPTC qui permettent de prédire ponctuellement la teneur en eau à différentes valeurs de potentiel (Husz, 1967 ; Renger, 1971 ; Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 et Puckett *et al.*, 1985). D'autres FPT ont été utilisées par ces auteurs permettant de prédire la teneur en eau de façon continue et correspondant aux paramètre de courbe de rétention en eau (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 et Vereecken *et al.*, 1989). Tietje et Tapkenhinrichs, (1993) intègrent aussi à leur évaluation des FPT basées sur la distribution de taille de particules et de porosité (Arya et Paris, 1981 ; Tyler et Wheatcraft, 1989).

D'une part, un premier ensemble de 1079 horizons appartenant aux sols collectés en Allemagne ont constitué l'échantillon de test pour quatre valeurs de potentiel (-1, -60, -300 et -15000 hPa). D'autre part, un deuxième ensemble de 37 horizons pour lesquels la teneur

en eau a été renseignée pour neuf valeurs de potentiel (-2, -10, -20, -50, -100, -330, -1000, -3000 et -15000) a été aussi utilisé. Pour comparer les teneurs en eau prédites à l'aide des FPT sélectionnées et les teneurs en eau mesurées, Tietje et Tapkenhinrichs, (1993) ont utilisé un outil statistique adapté à l'ensemble des FPTC comparées. Ils ont calculé pour chaque FPT la différence moyenne (*DM*) entre les teneurs en eau prédites 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 prédites et mesurées. Ils ont calculé de la même manière l'écart quadratique moyen (*EQM* ou *RMSE*) qui est indicateur du biais entre les estimations et les mesures.

Après avoir comparé les différentes FPTC permettant d'estimer ponctuellement la teneur en eau, les résultats montrent que les FPTC proposées par Renger *et al.* (1971) conduisent à la meilleure estimation pour l'ensemble des horizons testé ($DM = 0,011 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$ et $RMSE = 0,058 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$). Il faut noter que les FPTC établies par Renger (1971) ont été développées à partir de sols provenant d'Allemagne, comme l'échantillon test utilisé par Tietje et Tapkenhinrichs (1993). En revanche, ces auteurs ont montré que pour les FPT permettant d'estimer de façon continue la teneur en eau, ce sont celles proposées par Rawls et Brakensiek (1985) et Vereecken *et al.* (1989) qui conduisent à la meilleure estimation de la teneur en eau pour l'ensemble de l'échantillon de test.

3. Validation fonctionnelle des FPT

La validité fonctionnelle des différentes FPT a été discutée par Morvan *et al.* (2004) en calculant la réserve utile (*RU*) bornée par les valeurs de teneur en eau mesurées et fournies par les FPT aux potentiels matriciels de -100 hPa et -15000 hPa. Rappelons que dans cette étude, ce sont les FPTC de Hall *et al.* (1977), Rawls *et al.* (1982), Vereecken *et al.* (1989) et Bastet *et al.*, (1999)¹ et les CFPT de Jamagne *et al.* (1977), Bastet *et al.* (1999)² et de Bruand *et al.* (2002)³ qui ont été utilisées pour prédire la teneur en eau à -100 hPa et -15000 hPa. Les FPTC et les CFPT qui conduisent aux meilleures estimations sont celles de Bastet *et al.* (1999) et les CFPT texturales et texturo-structurales de Bruand *et al.* (2002). Les différences de RU estimées avec celles mesurées sont de 80 et 85 mm à l'échelle du bassin versant avec les FPTC et les CFPT de Bastet *et al.* (1999) et de respectivement 85 et 91 mm avec les CFPT texturales et texturo-structurales de Bruand *et al.* (2002) (Figure 1.10).

¹ Modèle I proposé par Bastet et al (1999) dans ce cas.

² Modèle II proposé par Bastet et al. (1999) dans ce cas.

³ Classes de fonctions de pédotransfert texturales et texturo-structurales dans ce cas.

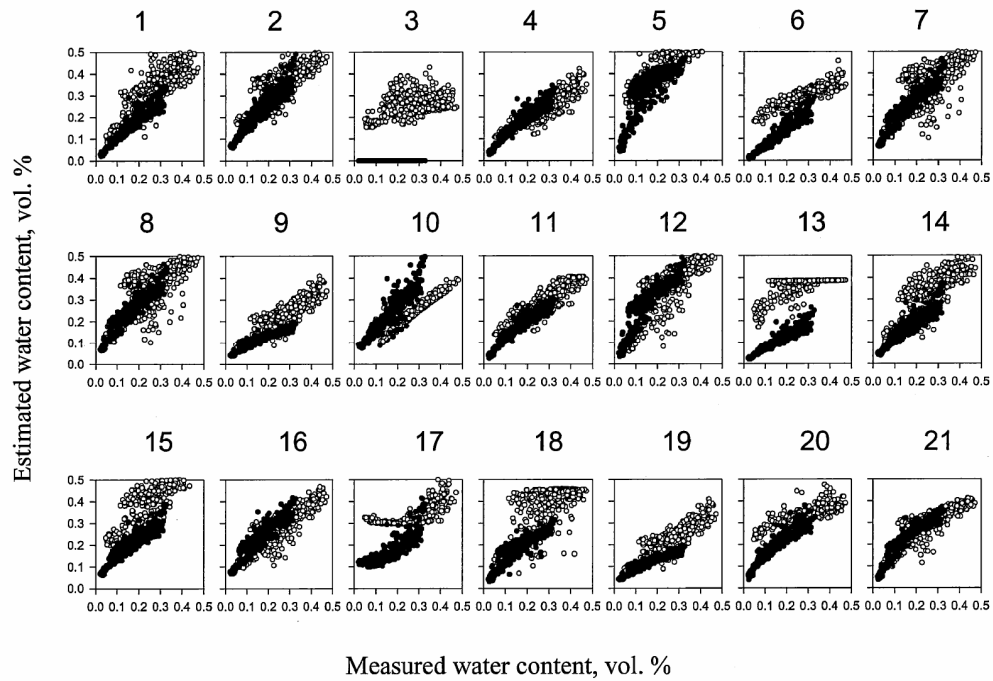


Figure 1.7 : Comparaison effectuée par Wösten et al. (2001) des FPT développées avec des différentes régions du monde et testées avec la base de données de Oklahoma. (o) teneur en eau mesurée à -330 hPa et à -15000 hPa. (●) teneur en eau prédite.

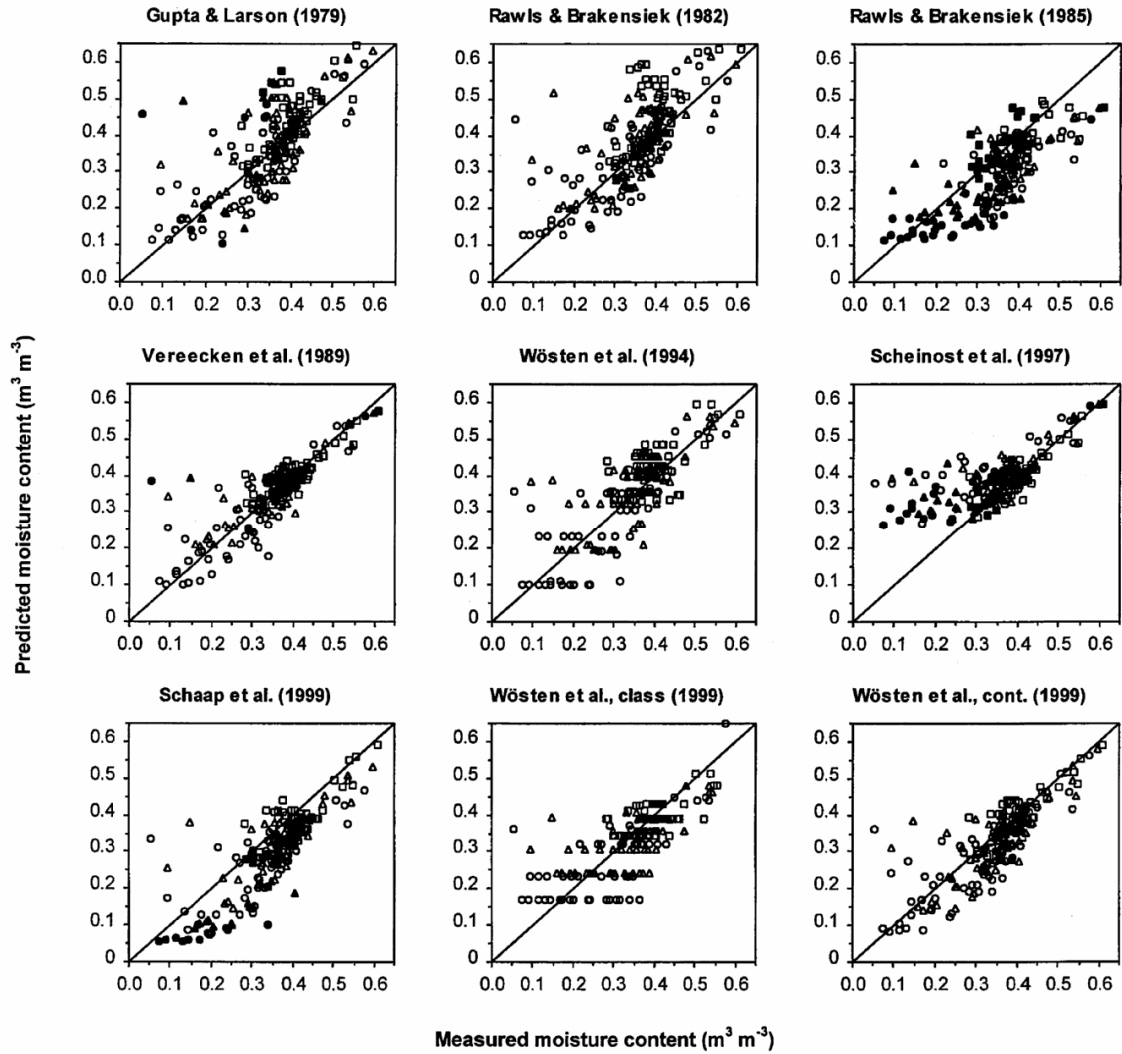


Figure 1.8 : Les teneurs en eau prédites à l'aide de différentes FPT et mesurées à -3, -30 et -100 hPa (Cornelis et al., 2001).

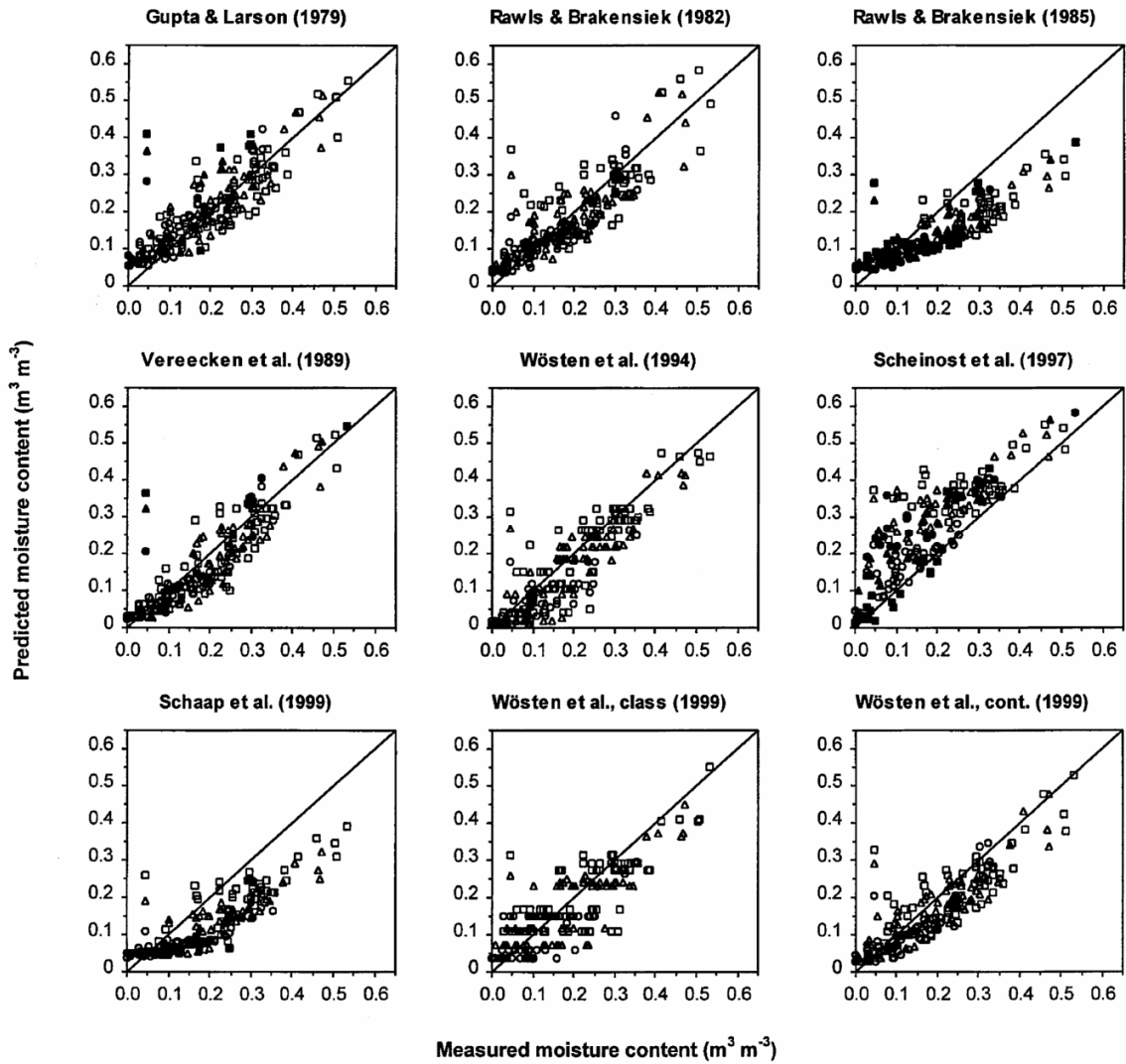


Figure 1.9 : Les teneurs en eau prédites à l'aide de différentes FPT et mesurées à -310, -980 et -1500 hPa (Cornelis et al., 2001).

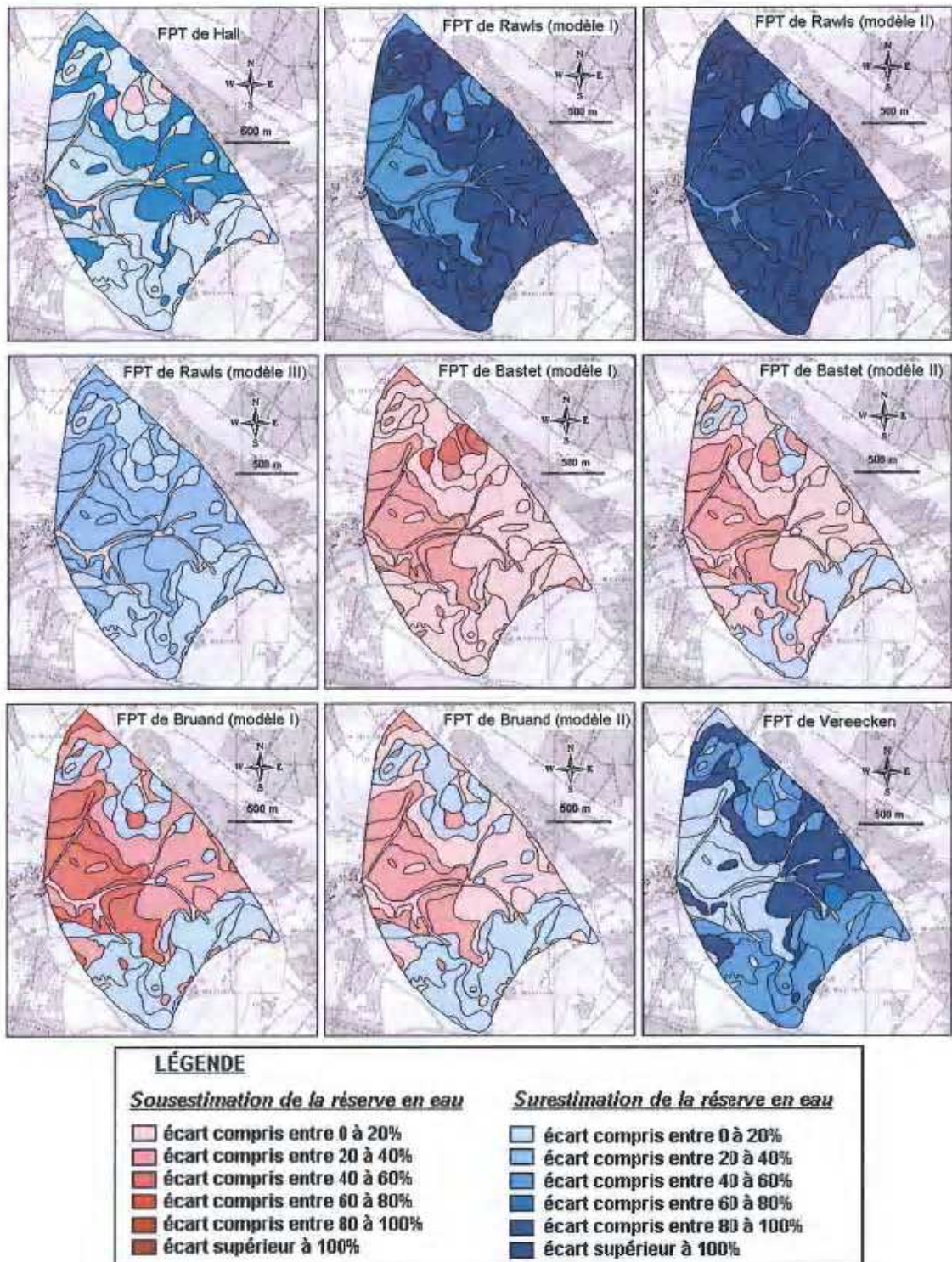


Figure 1.10 : Cartes des écarts entre la réserve utile (RU) estimée à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) et celle calculée à partir des mesures réalisées au laboratoire (Morvan et al., 2004).

Nemes *et al.* (2003) ont utilisé des FPTC établies l'aide d'un réseau neuronal artificiel (ANN: artificial neural network) pour prédire les paramètres de courbe de rétention en eau de van Genuchten (1980) à partir de la texture, de la densité apparente et de deux points de la courbe de rétention en eau (-330 et 15000 hPa). Deux modèles (M10 et M3) développés à partir d'une base de données hongroise (échelle nationale) ont été utilisés pour prédire la réserve utile.

Dans un premier temps, la réserve utile (*RU*) de trois profils de sol soumis à des traitements différents (non irrigation, irrigation simple et irrigation avancée, étude I) a été prédite en utilisant le modèle M10. Dans un second temps, la réserve utile (*RU*) de dix profils soumis à des conditions et pratiques agricoles différentes a été prédite en utilisant le modèle M3 (étude II). Les résultats de l'étude (I) ont montré que les *RU* les plus élevées ont été enregistrées avec le profil soumis au traitement "non irrigation", (*RU* = 249,15 mm). Par contre, l'étude II a montré que les valeurs élevées de *RU* ont été enregistrées pour les horizons de surface (A) riches en matière organique et soumis à des conditions de dessiccation et de rehumectation tout au long de l'année (*RU* = 372,25 mm et 363,67 mm, respectivement).

V. CONCLUSION

Le développement de FPT ces quarante dernières années a conduit à deux grands types d'approche : l'un consiste à établir des FPT pour prédire des teneurs en eau à des valeurs ponctuelles de potentiel alors que l'autre consiste à établir des FPT pour prédire les paramètres d'ajustement d'un modèle de courbe décrivant de façon continue les quantités d'eau retenues en fonction du potentiel. Les recherches ont conduit au développement de formalismes mathématiques de plus en plus sophistiqués autant pour le modèle de courbe décrivant la courbe de rétention en eau que pour les FPT. Ce développement s'est poursuivi sans que l'on s'attache à préciser en parallèle la validité des FPT proposées, tant sur le plan de la précision et du biais des estimations auxquelles elles conduisaient, que sur celui des sols pour lesquels elles pouvaient être utilisées. Pour estimer les propriétés de rétention en eau, la tendance actuelle consiste à complexifier les FPT sans, semble-t-il se préoccuper beaucoup de la qualité des estimations auxquelles on aboutit.

Dans un tel contexte, notre étude aura pour objectif général d'analyser la performance de CFPT et FPTC sur des jeux de données identiques, les premières étant généralement considérées comme de faible intérêt car conduisant à des prédictions de médiocre qualité. Notre objectif sera autant que possible de faire la part des choses quant à la différence de

qualité des prédictions effectuées avec des CFPT et FPTC et à celle concernant l'intérêt de prendre en compte telle ou telle caractéristique de constitution.

Ainsi après avoir présenté le jeu d'échantillons de sols constitué et les méthodes utilisées pour déterminer les propriétés de rétention en eau, nous comparerons les performances de fonctions de pédotransfert nationales et européennes (Chapitre III). Cette première étape permettra de discuter la qualité des prédictions obtenues avec des CFPT et FPTC établies avec des sols du territoire national à celles obtenues avec les CFPT et FPTC établies avec la base de données européenne HYPRES.

Puis, les résultats précédents ayant montré l'intérêt des CFPT, nous discuterons les possibilités de prendre en compte les composantes "texture" et "structure" à l'aide de CFPT et nous discuterons leurs performances par rapport à des CFPT et FPTC similaires à celles développées avec HYPRES (Chapitre IV).

Plusieurs études ayant montré que la prédiction des propriétés de rétention en eau est significativement améliorée dès lors que l'on prend en compte un ou plusieurs points de la courbe de rétention en eau, nous discuterons l'amélioration de la prédiction qui peut être obtenue lorsque l'on prend en compte la teneur en eau à la capacité au champ (Chapitre V). En effet, si l'utilisation de points de la courbe de rétention en eau est en quelque sorte en contradiction avec le concept même de fonction de pédotransfert (i.e. utilisation de données aisément accessibles permettant d'éviter la mesure de la teneur des propriétés de rétention en eau), l'utilisation de la teneur en eau à la capacité au champ ne requiert en fait que la mesure de la teneur en eau lors du prélèvement lorsque le sol est effectivement dans un état hydrique proche de la capacité au champ.

Pour poursuivre concernant l'amélioration des performances des CFPT, nous avons combiné des critères de composition granulométrique (texture) et de structure (densité apparente) avec le type d'horizon en séparant les horizons de surface (horizons A et L) et de subsurface (horizons E, B et C) (Chapitre VI).

L'état structural des horizons étudiés étant un critère important, nous avons étudié pour les horizons argileux la relation qui existe entre leurs propriétés de rétention en eau et l'état structural (assemblage des particules élémentaires) ainsi que la minéralogie de l'argile (Chapitre VII).