



HAL
open science

Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert : développement de nouvelles approches

G. Bastet

► **To cite this version:**

G. Bastet. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert : développement de nouvelles approches. Sciences du Vivant [q-bio]. Université d'Orléans, 1999. Français. NNT: . tel-02840907

HAL Id: tel-02840907

<https://hal.inrae.fr/tel-02840907v1>

Submitted on 7 Jun 2020

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.



UNIVERSITE D'ORLEANS



Institut National de la Recherche Agronomique

THESE
PRESENTEE
A L'UNIVERSITE D'ORLEANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS

Discipline : Sciences de l'Univers

par

Gilles BASTET

**Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions
de pédotransfert : développement de nouvelles approches.**

Soutenue le 22 Décembre 1999 devant le jury composé de :

J. CHARVET	Président	Université d'Orléans
J.P. LEGROS	Rapporteur	INRA (Montpellier)
D. TESSIER	Rapporteur	INRA (Versailles)
A. BRUAND	Directeur de thèse	INRA (Orléans)
M. VOLTZ	Examineur	INRA (Montpellier)
H. WÖSTEN	Examineur	Alterra (Wageningen, Pays-Bas)

Cette étude a été réalisée avec le concours de la Région Centre



CENTRE

Remerciements

Avant d'exposer les résultats de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de cette thèse.

Je remercie en premier lieu les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail.

Jacques Charvet, Professeur à l'université d'Orléans, m'a fait l'honneur d'accepter de présider le jury. Qu'il voit ici son action en tant que responsable de l'Ecole Doctorale « Energétique, Matériaux, Ressources Naturelles, Environnement » de l'Université d'Orléans couronnée et qu'il trouve ici le témoignage de ma gratitude et de mon respect.

Jean-Paul Legros, Directeur de Recherches à l'INRA de Montpellier, a consacré de son temps à la lecture attentive et critique de ce manuscrit, et a bien voulu accepter d'être l'un des rapporteurs de ce travail. Je le remercie sincèrement et cordialement.

Daniel Tessier, Directeur de Recherches à l'INRA de Versailles, également rapporteur de ce travail, a consacré de son temps à la lecture de ce manuscrit et a contribué par son analyse critique à me faire prendre du recul sur mon travail. Je le remercie cordialement et sincèrement.

Ary Bruand, Directeur de Recherches à l'INRA d'Orléans, a été à l'origine de ce travail. Il a dirigé mes recherches avec intérêt et enthousiasme. Son soutien moral et son optimisme m'ont été aussi précieux que son soutien scientifique. Qu'il soit vivement remercié pour ses encouragements et sa sympathie.

Marc Voltz, Directeur de Recherches à l'INRA de Montpellier, a grandement contribué à ce travail. Son expérience, son aide dans le domaine des statistiques et sa disponibilité sont d'un apport considérable dans l'aboutissement de ce travail. Qu'il soit ici très sincèrement remercié.

Henk Wösten, Senior Researcher au Alterra Green World Research à Wageningen et très grande référence dans le domaine des fonctions de pédotransfert, m'a fait l'honneur de participer au jury. Je le remercie sincèrement pour le temps qu'il a consacré à la lecture de ce manuscrit et pour le vif intérêt qu'il a porté à ce travail.

Les réunions de comité de pilotage qui ont ponctué ces trois années de thèse ont été l'occasion de nombreux commentaires constructifs et de suggestions qui m'ont guidé dans le développement de ce travail. C'est pourquoi je tiens à remercier Yves Coquet et Guy Richard pour le soutien qu'ils m'ont apporté.

J'adresse également mes remerciements à Marcel Jamagne, ancien Directeur de l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, pour m'avoir accueilli chaleureusement au sein de son unité, pour sa gentillesse et pour l'attention qu'il a accordé à ce travail.

Je remercie aussi Dominique King, actuel Directeur de l'Unité de Science du Sol de l'INRA d'Orléans, pour sa sympathie, pour l'intérêt qu'il a accordé à mon travail et pour celui qu'il porte à la communauté de doctorants de l'Unité.

Je remercie également Jean-Claude Bégon, Président du Centre INRA d'Orléans, qui par son rôle auprès des instances régionales a grandement contribué à la genèse et au bon déroulement de ce travail.

C'est avec un grand plaisir que j'exprime également toute ma reconnaissance à Michel Isambert qui m'a fait bénéficier de sa grande expérience de pédologue, de sa passion communicative et de sa très grande humanité.

J'adresse également une pensée particulière à Isabelle Cousin, qui de tous les instants a été bien plus qu'une collègue de travail. Je la remercie très sincèrement pour son aide, son soutien, sa disponibilité et sa bonne humeur.

J'adresse toute ma reconnaissance et mon amitié à Hocine Bourennane, pour l'attention qu'il m'a accordé et pour le monument qu'il représente tant en savoirs scientifiques qu'en humanité.

Ma reconnaissance s'adresse d'autre part à Odile Duval pour son aide, sa disponibilité et son humeur toute féminine.

Je ne remercierai jamais assez pour leur collaboration à un moment ou un autre, pour leur soutien moral et leur bonne humeur, Sophie Cornu, Christine Le Bas, Yves Le Bissonnais, Dominique Arrouays, Hervé Gaillard, Laurent Raison, Philippe Quélin, Michel Hardy, Raymond Hardy, Sacha Desbourdes, Micheline Eimberck, Bernard Nicoulaud, Philippe Berché, Christian Le Lay, Bernard Renaux, David Dupré, Pierre Courtemanche, Denis Baize, Jacques Roque, Joël Daroussin, Alain Couturier, Gérald Yart, Jocelyn Gaillard, Loïc Prud'Homme, Béatrice Noirtin, Monique Soler, Magalie Marolleau, Sylvie Cabourdin et Marie-Pierre Poussineau. Qu'ils trouvent ici l'expression de toute ma sympathie.

Je tiens aussi à remercier tous les camarades de galère « thésards, DEA et CDD » avec lesquels la vie au laboratoire aurait été bien différente. Merci à Olivier Cerdan, Véronique lecomte, Claudy Jolivet, Sébastien Salvador, Line Boulonne, Didier Michot, Gilles Chapelier, Cécile Nouzille, William Deslais, Luiz Carlos Balbino, Anne Richer de Forges, Nathalie Moulard et bien sûr Nathalie Schnebelen qui a supporté mes grognements et mes sautes d'humeur pendant ces trois années.

Enfin, j'en arrive aux remerciements plus personnels auxquels j'associe ma famille toute entière et plus particulièrement mes parents, mes frères, Delphine et Hugo. Je leur dédie ce travail et ce moment de ma vie.

SOMMAIRE

<i>INTRODUCTION GENERALE</i>	5
<i>Chapitre 1 ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS</i>	11
I. L'ETAT DE L'EAU DANS LE SOL	12
II. CARACTERISTIQUES DES ENSEMBLES D'HORIZONS ETUDIES	14
III. ESTIMATION PONCTUELLE DE LA TENEUR EN EAU	17
IV. ESTIMATION CONTINUE DE LA TENEUR EN EAU	24
V. APPORT D'UNE CLASSIFICATION A L'ETABLISSEMENT DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT	33
VI. VALIDATION DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT	37
VII. CONCLUSION	41
<i>Chapitre 2 MATERIEL ET METHODES</i>	47
I. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES SOLS ETUDIES	47
II. METHODES MISES EN ŒUVRE	49
III. VARIABILITE DES PROPRIETES ET DES CARACTERISTIQUES DES SOLS	56
IV. CONCLUSION	66
<i>Chapitre 3 EVALUATION DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT EXISTANTES</i>	71
I. FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT SELECTIONNEES	71
II. RESULTATS DES TESTS D'EVALUATION	84
III. CONCLUSION	110
<i>Chapitre 4 RECHERCHE DE NOUVELLES DEMARCHES POUR ETABLIR DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT</i>	115
I. CHOIX DES CRITERES DE CLASSIFICATION ET DES VARIABLES	116
II. ETABLISSEMENT DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT	123
III. CONCLUSION	162
<i>CONCLUSION GENERALE</i>	167

INTRODUCTION GENERALE

L'évolution de la politique agricole et la montée en puissance des préoccupations concernant notre environnement ont conduit les utilisateurs et gestionnaires du sol à être de plus en plus attentifs à ses propriétés. A l'heure actuelle, les réponses aux questions qui nous sont soumises requièrent que l'on connaisse à la fois les lois de distribution des sols ainsi que leurs propriétés.

Ces dernières années ont aussi vu le développement de modèles qui permettent de calculer les flux d'eau et de solutés (nitrates, pesticides...) dans le sol. Cependant, l'utilisation de ces modèles nécessite la connaissance des propriétés hydrauliques des sols et notamment celles qui renseignent l'aptitude du sol à retenir l'eau (propriétés de rétention en eau). Or, pour la majeure partie des sols du territoire national, nous n'avons qu'une connaissance très approximative de ces propriétés. Les données dont nous disposons en France, se résument encore essentiellement à une synthèse concernant les propriétés de rétention en eau et publiée à la suite des travaux du Service de la Carte des sols de l'Aisne (Jamagne *et al.*, 1977).

Même si de nombreux progrès ont été réalisés ces vingt dernières années, les propriétés hydrauliques demeurent difficiles et longues à mesurer et exigeraient donc des moyens prohibitifs, tant en coût financier qu'en durée pour que l'on puisse en avoir une connaissance suffisamment exhaustive sur l'ensemble des sols du territoire français. Estimer ces propriétés apparaît alors, aujourd'hui, comme étant une nécessité.

Depuis les années 60 (e.g. Salter et Williams, 1965 ; Petersen *et al.* 1968a et b), des relations statistiques ont été établies pour estimer les quantités d'eau retenues à certaines valeurs de potentiel matriciel en utilisant des caractéristiques comme la composition granulométrique du sol.

En 1987, Bouma et van Lanen proposent l'expression « fonction de transfert » (*transfer function*) pour décrire la relation statistique qui lie des caractéristiques du sol (composition granulométrique, teneur en carbone ou matière organique, densité apparente, etc) à une propriété ou à un comportement du sol (rétention en eau, conductivité hydraulique, etc). L'expression « fonction de pédotransfert », qui souligne le fait qu'il s'agit d'une fonction de transfert de l'information concernant le sol, n'apparaît qu'un peu plus récemment (Bouma, 1989) et se généralise suite au colloque organisé en 1989 à Riverside (van Genuchten et Leij, 1992). Malgré le foisonnement des approches et des études ayant porté sur l'estimation des propriétés de rétention en eau durant ces dernières années, le caractère opérationnel de ces

outils d'estimation est encore limité et les travaux en cours ne semblent pas pouvoir l'améliorer significativement.

Dans ce contexte général, notre étude a pour objectif principal l'**analyse de la validité des fonctions de pédotransfert qui ont été proposées dans la littérature** ainsi que la **recherche de nouvelles voies pour développer des fonctions de pédotransfert**.

Le premier chapitre de ce mémoire consiste en une analyse bibliographique détaillée des travaux ayant trait à l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols. Cette analyse traite des études ayant eu pour objectif l'estimation des propriétés de rétention en eau, qu'il y soit ou non fait explicitement mention de « fonction de pédotransfert ». Nous faisons le point sur ce que représentent les fonctions de pédotransfert et dans quelle mesure elles permettent d'estimer les propriétés de rétention en eau. Ce premier chapitre tente aussi de dégager des voies de recherche pour améliorer la qualité de l'estimation des propriétés de rétention en eau.

Dans le deuxième chapitre, nous présentons le jeu de données utilisé pour réaliser notre étude et nous caractérisons les sols étudiés : deux ensembles de sols principalement situés dans le Bassin de Paris et le Languedoc-Roussillon. Ces sols sont pour la plupart cultivés, avec une production principalement céréalière dans le Bassin de Paris et plutôt orientée vers la production viticole dans le Languedoc-Roussillon.

Les méthodes employées pour déterminer les caractéristiques et les propriétés de rétention en eau sont présentées. Les caractéristiques de constitution des sols ainsi que leurs propriétés de rétention en eau sont ensuite discutées.

Le troisième chapitre est consacré à l'évaluation de fonctions de pédotransfert proposées dans la littérature. A cette fin, les fonctions de pédotransfert sélectionnées sont appliquées aux sols constituant le jeu de données. Ces fonctions de pédotransfert ont été choisies en raison d'un certain nombre de particularités. Celles-ci relèvent des caractéristiques de composition utilisées, des systèmes de classification mis en place, de l'origine des sols ayant permis le développement des fonctions de pédotransfert testées ou encore du type d'estimation de la teneur en eau (estimation ponctuelle ou continue).

L'évaluation porte sur l'estimation de la teneur en eau volumique à trois valeurs de potentiel matriciel. L'analyse de la qualité d'estimation est abordée par l'intermédiaire de critères d'erreur qui permettent de juger globalement du biais et de la précision fournis par chacune des fonctions de pédotransfert testées.

La distribution des erreurs de prédiction est aussi analysée en fonction des caractéristiques utilisées par les fonctions de pédotransfert afin de mieux cerner les domaines de validité pour lesquels les fonctions de pédotransfert ont été établies. Cette analyse permet

de discuter dans quelle mesure la qualité de l'estimation est dépendante du nombre et des caractéristiques des sols ayant servi de base à l'établissement des fonctions de pédotransfert.

Le dernier chapitre présente et discute la mise en place de nouvelles démarches pour établir des fonctions de pédotransfert. Ces nouvelles démarches sont envisagées à propos de l'estimation des teneurs en eau massiques à six valeurs de potentiel matriciel des horizons constituant notre jeu de données.

L'amélioration de l'estimation des propriétés de rétention en eau est ainsi discutée après que nous ayons mis en place une classification faisant appel à des critères liés aux matériaux parentaux qui sont à l'origine des sols étudiés et à la composition granulométrique de ces sols. L'amélioration de la qualité de l'estimation est évaluée en termes de biais et de précision.

Enfin, la conclusion générale rappelle les principaux acquis de cette étude et développe des perspectives quant à l'application de nouvelles fonctions de pédotransfert.

Chapitre 1

ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS

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

Compte tenu de l'abondance de la littérature concernant l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols et de l'importance qu'il y a à les connaître, il apparaît aujourd'hui nécessaire de mener une analyse bibliographique¹. Celle-ci a pour objectif de faire le point sur ce que représentent les fonctions de pédotransfert et dans quelles mesures elles permettent d'estimer les propriétés de rétention en eau. Cette analyse bibliographique tentera aussi de dégager les voies de recherche prometteuses pour améliorer la qualité de l'estimation des propriétés de rétention en eau. Enfin, précisons que l'analyse concernera les études ayant eu pour objectif l'estimation des propriétés de rétention en eau, qu'il y soit ou non fait explicitement mention de fonction de pédotransfert.

Après un bref rappel concernant l'état de l'eau dans le sol, nous aborderons la nature des échantillons de sol étudiés pour établir des fonctions de pédotransfert. Nous présenterons tout d'abord les travaux qui ont pour objectif l'estimation de la teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel. Nous présenterons ensuite des travaux plus récents qui cherchent, cette fois, à estimer l'ensemble de la courbe donnant l'évolution de la teneur en eau en fonction du potentiel. Enfin, nous tenterons de dégager les avantages qu'il y a à procéder à une classification avant l'établissement de fonctions de pédotransfert et quelle est la validité des fonctions de pédotransfert proposées jusqu'alors.

¹ Ce chapitre a fait l'objet d'un article intitulé « Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonctions de pédotransfert : une analyse bibliographique. » et publié dans la revue *Etude et Gestion des sols* (5, 1, 1998).

I. L'ÉTAT DE L'EAU DANS LE SOL

De nombreuses études requièrent la connaissance des propriétés des sols vis-à-vis de l'eau et notamment la capacité du sol à retenir l'eau. En effet, cette information est indispensable pour la compréhension et la modélisation du comportement hydrologique et chimique des sols ainsi que dans le cadre de la nutrition et la croissance des plantes.

Pour déterminer la propriété de rétention en eau d'un sol, il est nécessaire de connaître la quantité d'eau retenue par le sol en fonction de l'état énergétique de l'eau. En effet, comme d'autres corps, l'eau peut contenir de l'énergie en quantités variées et sous des formes différentes. Compte tenu du mouvement assez lent de l'eau dans le sol, son énergie cinétique est considérée comme négligeable. Son énergie potentielle, qui est conditionnée par la position dans un référentiel et l'état interne de l'eau, est quant à elle d'une grande importance dans la détermination de l'état et du mouvement de l'eau dans le sol.

Quand le sol est saturé en eau et que son eau se trouve sous des pressions hydrostatiques plus élevées que la pression atmosphérique, le potentiel de l'eau dans le sol est plus grand que celui de l'état de référence (réservoir d'eau libre et pure, à la pression atmosphérique et à la même température que l'eau du sol) et, par conséquent, est considéré comme positif. Dans un sol non saturé par contre, l'eau est retenue par les forces de capillarité et d'adsorption, sa pression hydrostatique est inférieure à celle de l'état de référence et son potentiel est par conséquent négatif. Sur le terrain, le sol est en général non saturé et par conséquent le potentiel de l'eau du sol est négatif.

A. Le potentiel de l'eau dans le sol

L'eau dans le sol est sujette à plusieurs champs de forces qui font que son potentiel diffère de celui de l'eau libre et pure. Ces champs de forces sont principalement dûs à l'attraction de la matrice solide pour l'eau aussi bien qu'à la présence d'ions en solution et à la gravité. Ainsi, le potentiel total peut être considéré comme étant la somme des contributions distinctes de ces divers facteurs :

$$\phi_t = \phi_g + \phi_m + \phi_o$$

où ϕ_t est le potentiel total, ϕ_g est le potentiel de gravité, ϕ_m est le potentiel matriciel et ϕ_o est le potentiel osmotique.

Le potentiel de gravité est déterminé par l'altitude de la zone qui nous intéresse par rapport à un niveau arbitraire de référence. Ce niveau est souvent choisi de façon à ce que le potentiel de gravité puisse être toujours positif ou nul. Dans le cas des sols non saturés, ce potentiel est considéré comme négligeable.

Le potentiel matriciel correspond à un potentiel de pression négative. Il résulte des forces de capillarité et d'adsorption dues à la matrice solide. Ces deux mécanismes sont

souvent étroitement liés même si l'adsorption agit à des degrés différents que l'on soit dans le cas de sols argileux ou au contraire sableux. Ce potentiel est d'un intérêt capital dans l'étude des propriétés de rétention en eau des sols.

Le potentiel osmotique est dû à la présence de solutés dans l'eau et joue un rôle important lorsqu'une membrane ou une barrière de diffusion établit un différentiel entre la transmission de l'eau et des sels. L'influence de l'osmose est surtout importante dans l'interaction entre les racines des plantes et le sol. En règle générale et dans le cadre de notre travail, ce potentiel est considéré comme négligeable.

1. L'expression du potentiel de l'eau du sol

Le potentiel peut s'exprimer physiquement de plusieurs façons :

- en énergie par unité de masse (ergs/g ou joules/kg),
- en énergie par unité de surface, cette expression a les dimensions d'une force ou d'une pression (dynes/cm², pascals, bars ou atmosphères),
- en énergie par unité de poids (charge hydraulique) (cm d'eau).

Le terme de succion est souvent employé pour qualifier le potentiel matriciel. C'est un moyen détourné pour éliminer le signe négatif qui caractérise en général la pression de l'eau dans le sol. Cette succion prend les dimensions, en terme d'expression, d'une pression ou d'une charge hydraulique. Dans le reste du document, le potentiel aura les dimensions d'une pression et sera exprimé en hectopascal (hPa = 10² pascals).

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

La teneur en eau du sol peut s'exprimer de deux façons différentes :

- en référence massique, en gramme d'eau par gramme de matière sèche (W en g g⁻¹)
- en référence volumique, en centimètre cube d'eau par centimètre cube de matière sèche (θ en cm³ cm⁻³).

Toutes les grandeurs qui sont utilisées dans ce document et leur dimension sont rassemblées en dernière page.

B. Courbe de rétention en eau

Si une pression d'eau inférieure à la pression atmosphérique est appliquée à l'eau dans un sol saturé, l'écoulement de l'eau ne se produit qu'à partir d'une valeur de pression critique pour laquelle le pore le plus grand se vide. Cette pression critique est appelée « pression d'entrée d'air ». Au fur et mesure que cette pression décroît, la quantité d'eau drainée devient plus importante et un nombre supplémentaire de pores relativement grands se vide. Une diminution de pression est donc associée à une diminution de la quantité d'eau du sol. La

quantité d'eau demeurant dans le sol est fonction des dimensions des pores remplis d'eau et, de ce fait, est fonction de la pression ou du potentiel matriciel. La propriété de rétention en eau d'un sol consiste donc à connaître les relations entre les quantités d'eau contenues dans le sol et le potentiel matriciel. Ces relations se traduisent par une courbe caractéristique appelée courbe de rétention en eau.

La forme de ces courbes peut être très différente d'un sol à l'autre. L'objet du travail qui va suivre réside dans la prédiction ou dans l'estimation de cette courbe de rétention en eau des sols ou de certaines valeurs caractéristiques de cette courbe.

II. CARACTERISTIQUES DES ENSEMBLES D'HORIZONS ETUDIÉS

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

A. Effectif des ensembles de sols étudiés

La gamme de variation du nombre de sols est effectivement très large (Tableau 1.1). Ainsi, Gupta et Larson (1979), dont les FPT sont fréquemment citées, les ont établies à partir de 13 horizons de surface mélangés à d'autres matériaux (43 horizons artificiels au total). Rawls *et al.* (1982), quant à eux, en utilisent plus de 2500 pour des FPT de forme mathématique semblable à celles de Gupta et Larson (1979). Généralement, les études portent sur un nombre d'horizons variant entre 150 et 200 (e.g. Oosterveld et Chang, 1980 ; Vereecken *et al.*, 1989 ; Wösten et van Genuchten, 1988 ; Rajkai *et al.*, 1996). Parmi les autres FPT les plus citées dans la littérature, celles établies par Cosby *et al.* (1984) le sont à partir d'un jeu de données proche de celui utilisé par Rawls *et al.* (1982) et celles de Saxton *et al.* (1986) le sont à partir d'une gamme de compositions granulométriques théorique (44 couples de teneurs en sable et en argile) représentative du jeu de données utilisé par Rawls *et al.* (1982). En revanche, De Jong *et al.* (1983) établissent leurs FPT à partir de seulement 64 horizons appartenant à 32 sols.

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

Tableau 1.1: Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les fonctions de pédotransfert les plus connues.

Auteurs	nombre d'horizons	origine des sols	état des échantillons	Sa (g 100g ⁻¹)	Li (g 100g ⁻¹)	Ar (g 100g ⁻¹)	MO (g 100g ⁻¹)	Da (s.d.)	Eg (g 100g ⁻¹)
Petersen <i>et al.</i> (1968a)	1267	E.U.	remanié / non remanié	4-92,5	5,4-88,7	2,1-58,8	0,12-1,22 ¹	1,42-1,61	14,2-42,1
Petersen <i>et al.</i> (1968b)	401	E.U.	remanié / non remanié	17,1-24,4	55,7-64,4	16,1-21,2	0,12-1,64 ¹	1,33-1,73	7,1-45,7
Renger (1971)	450	D	non remanié	n.p.	n.p.	0-71	0-14	n.p.	n.p.
Hall <i>et al.</i> (1977)	825	G.B.	non remanié	n.p.	n.p.	2-90	n.p.	0,6-1,8	n.p.
Gupta et Larson (1979)	43	E.U.	remanié	5-98	1-72	0-65	0-23	0,74-1,74	n.p.
Rawls <i>et al.</i> (1982)	2541	E.U.	n.p.	0,1-99	0-93	0,1-94	0,1-12,5	0,1-2,09	n.p.
De Jong <i>et al.</i> (1983)	64	CAN	remanié	11-81	11-57	8-66	0,14-6,7 ¹	n.p.	n.p.
Cosby <i>et al.</i> (1984)	1448	E.U.	n.p.	6-92	7-70	0-60	n.p.	n.p.	n.p.
Puckett <i>et al.</i> (1985)	42	E.U.	non remanié	35-89	7-36	1-42	n.p.	1,47-1,86	n.p.
Rawls et Brakensiek (1985)	n.p.	E.U.	n.p.	5-70	n.p.	5-60	n.p.	1,33-1,48	n.p.
Saxton <i>et al.</i> (1986)	0	-	-	5-95	n.p.	5-60	n.p.	n.p.	n.p.
Vereecken <i>et al.</i> (1989)	182	B	non remanié	5-97	0-80	0-54	0-6,6 ¹	1,04-1,83	n.p.

n.p. : non précisé
¹ CO (g 100g⁻¹)

B. Caractère remanié des échantillons

Le caractère remanié ou non remanié des échantillons utilisés pour les déterminations varie aussi suivant les études (Tableau 1.1). Si les premières études portent toutes sur des échantillons séchés à l'air et tamisés à 2 mm (e.g. Jamison, 1956 ; Box et Taylor, 1962 ; Combeau et Quantin, 1963 ; Hill et Sumner, 1967), très tôt ce sont aussi des échantillons non remaniés qui sont caractérisés (Salter et Williams, 1965 et Salter *et al.*, 1966). Ainsi, Petersen *et al.* (1968a) mesurent θ_{330} (teneur en eau volumique à -330 hPa) à partir d'échantillons non remaniés (cylindres d'environ 5 cm³) et θ_{15000} (teneur en eau volumique à -15000 hPa, considérée comme celle correspondant au point de flétrissement) à partir d'échantillons perturbés (tamisés à 2 mm). Gupta et Larson (1979) utilisent encore des échantillons remaniés, issus de mélanges en proportions variables de sédiments dragués et d'échantillons de sols. Dans ce dernier cas, l'objectif était de caractériser le comportement de matériaux issus de ces mélanges en vue d'une utilisation comme support de culture. Rawls *et al.* (1982), quant à eux, utilisent les résultats disponibles dans une base de données concernant les sols de 32 états des Etats-Unis sans que le caractère remanié ou non des échantillons soit indiqué. Néanmoins, depuis ces travaux, les études publiées n'utilisent plus généralement que des résultats obtenus à partir d'échantillons non remaniés.

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

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

C. Origine et nature des sols

La plupart des études ont porté sur des sols du continent nord-américain (e.g. Petersen *et al.*, 1968a et b ; Gupta et Larson, 1979 ; Oosterveld et Chang, 1980 ; Rawls *et al.*, 1982 ; Puckett *et al.*, 1985) (Tableau 1.1). En Europe, les premières études ont essentiellement concerné les sols du Royaume Uni (Salter et Williams, 1965 ; Salter *et al.*, 1966 ; Hall *et al.*,

1977 ; Thomasson et Carter, 1992) et d'Allemagne (Renger, 1971). Par la suite, les études se sont généralisées aux autres pays du Nord de l'Europe : Belgique (Vereecken *et al.*, 1989), Pays-Bas (Wösten et van Genuchten, 1988 ; Wösten *et al.*, 1995), à la différence de ce qui s'est produit pour les pays du Sud de l'Europe où les études sont restées beaucoup plus limitées.

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

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

III. ESTIMATION PONCTUELLE DE LA TENEUR EN EAU

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

A. Valeurs de potentiel matriciel

Les premiers travaux concernent l'évaluation directe de la réserve en eau utile des sols (Lund, 1959 ; Salter *et al.*, 1966). Petersen *et al.* (1968a) s'appliquent ensuite à estimer la teneur en eau de sols de Pennsylvanie pour deux valeurs particulières de potentiel (θ_{330} et θ_{15000}) qui sont utilisées pour calculer la réserve en eau utile.

Par la suite, avec les progrès réalisés dans le domaine de la modélisation des transferts d'eau et de solutés dans les sols, il est devenu nécessaire de connaître avec davantage de précision l'évolution de θ en fonction de h et d'élargir le domaine de h étudié, en particulier aux valeurs de h proches de 0 (saturation). On assiste alors à un accroissement du nombre de valeurs de h pour lesquelles la teneur en eau peut être estimée à l'aide de FPT. Ainsi, Gupta et

Larson (1979), puis Rawls *et al.* (1982), proposent des FPT pour estimer les teneurs en eau de sols des Etats-Unis à 12 valeurs de h qui varient de -40 à -15000 hPa, dont cinq de -40 à -330 hPa.

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

B. Caractéristiques des sols prises en compte

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

C. Premières études

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

$$RU = 1,5 - 0,012 \times Sag + 0,0123 \times Saf + 0,302 \times CO \quad [1.1]$$

où RU , réserve en eau utile exprimée, ici en *inch per foot*.

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

Par la suite, le nombre de valeurs de potentiel matriciel pour lesquelles la teneur en eau pouvait être estimée à l'aide de FPT a rapidement augmenté. Des FPT sont ainsi établies en Allemagne pour $h = 0, -65, -300$ et -15000 hPa (Renger, 1971). D'autres sont ensuite proposées pour $h = -50, -100, -400, -2000$ et -15000 hPa par le Soil Survey Anglais (Hall *et al.*, 1977).

Tableau 1.2 : Coefficients (a, b, b', c, d, e et f) et coefficient de détermination (R^2) des fonctions de pédotransfert établies par Petersen et al. (1968b) et Hall et al. (1977).

Auteurs	Type d'horizon	Coefficient ¹	Potentiel matriciel (hPa)					
			-50	-100	-330	-400	-2000	-15000
Petersen et al. (1968b)	horizons 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	-	-	0,2
	horizons B	b	-	-	0,189	-	-	0,622
		c	-	-	0,213	-	-	-
		d	-	-	-	-	-	0,224
		e	-	-	-0,552	-	-	-
		f	-	-	-0,245	-	-	-
	R^2	-	-	0,48	-	-	0,41	
	horizons C	b	-	-	-	-	-	0,775
		e	-	-	-0,89	-	-	-
		f	-	-	-0,513	-	-	-
R^2		-	-	0,83	-	-	0,6	
Hall et al. (1977)	horizons A	a	47	37,47	-	26,66	8,7	2,94
		b	0,25	0,32	-	0,36	0,45	0,83
		b'	-	-	-	-	-	-0,0054
		c	0,1	0,12	-	0,12	0,11	-
		d	1,12	1,15	-	1	1,03	-
		e	-16,52	-12,5	-	-7,64	-	-
		R^2	0,69	0,7	-	0,7	0,74	0,73
	horizons E, B et C	a	37,2	27,87	-	20,81	7,57	1,48
		b	0,35	0,41	-	0,45	0,48	0,84
		b'	-	-	-	-	-	-0,0054
		c	0,12	0,15	-	0,13	0,11	-
		e	-11,73	-8,32	-	-5,96	-	-
		R^2	0,68	0,74	-	0,77	0,79	0,83

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

*équation non développée pour cette valeur de potentiel.

Les variables explicatives prises en compte par Hall et al. (1977) à l'issue d'une analyse par régression multiple sont *Ar*, *Li* (fraction 2-60 μm , en Grande-Bretagne la limite limon-sable est à 60 μm et non pas 50 μm , comme dans le système international) *CO* et *Da*. Les résultats obtenus sont différents de ceux de Petersen *et al.* (1968b) puisque cette fois (Tableaux 1.2 et 1.3), c'est *Ar* qui explique le maximum de variabilité quelle que soit la valeur de *h*. La proportion de variabilité expliquée par *Ar* augmente lorsque *h* diminue. Si *CO* explique entre 10 et 20% de la variabilité totale pour les horizons de surface, ce n'est pas le cas pour les horizons de sub-surface puisqu'elle n'a même pas été prise en compte dans les régressions multiples. La densité apparente, quant à elle, n'explique qu'une faible, voire très faible, proportion de la variabilité totale. Enfin, on relève que la part de variabilité expliquée par l'ensemble des variables prises en compte croît lorsque *h* décroît, alors que c'est l'inverse pour Petersen *et al.* (1968b). Elle passe de 69% pour *h* = -50 hPa à 73% pour *h* = -15000 hPa dans le cas des horizons de surface, et de 68% à 83% pour la même variation de potentiel matriciel, dans le cas des horizons de sub-surface (Tableaux 1.2 et 1.3). Quant à la part de variabilité non expliquée par les variables prises en compte, elle est attribuée par Hall *et al.* (1977) à des difficultés d'ordre méthodologique et à la variabilité introduite par l'emploi de différents types d'échantillons (cylindres et mottes) pour caractériser un même horizon.

Tableau 1.3 : Variabilité expliquée par les caractéristiques utilisées par Hall et al. (1977) pour établir des fonctions de pédotransfert.

Type d'horizon	Caractéristiques	Variabilité expliquée (%) au potentiel matriciel (hPa) de :				
		-50	-100	-400	-2000	-15000
horizons A	<i>Ar</i> ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)	35	41	50	62	65
	<i>Li</i> ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)	6	6	5	1	1
	<i>CO</i> ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)	22	19	14	5	6
	<i>Da</i> (<i>s.d.</i>)	6	4	1	1	1
	<i>Ar, Li, CO et Da</i>	69	70	70	69	73
horizons E, B et C	<i>Ar</i> ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)	58	66	71	74	80
	<i>Li</i> ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)	6	6	4	3	2
	<i>Da</i> (<i>s.d.</i>)	4	2	2	2	1
	<i>Ar, Li et Da</i>	68	74	77	79	83

D. Fonctions de pédotransfert de Gupta-Larson et de Rawls

Gupta et Larson (1979) et Rawls *et al.* (1982) accroissent encore le nombre de valeurs de *h* pour lesquelles θ peut être estimée à l'aide de FPT. Ils proposent ainsi des FPT pour douze valeurs de *h* variant de -40 à -15000 hPa (Tableau 1.4). Comme pour les travaux antérieurs, les FPT ont été établies à la suite d'analyses par régression multiple. Les FPT établies par Gupta et Larson (1979) sont de la forme :

$$\theta = b \times Sa + c \times Li + d \times Ar + e \times MO + f \times Da \quad [1.2]$$

Tableau 1.4 : Coefficients et R² des FPT établies par régression multiple par Gupta et Larson (1979) et Rawls et al. (1982).

Auteurs	Coefficient ¹	Potentiel matriciel (hPa)											
		-40	-70	-100	-200	-330	-600	-1000	-2000	-4000	-7000	-10000	-15000
Gupta et Larson (1979)	10 ³ b	7,053	5,678	5,018	3,89	3,075	2,181	1,563	0,932	0,483	0,214	0,076	-0,059
	10 ³ c	10,242	9,228	8,548	7,066	5,886	4,557	3,62	2,643	1,943	1,538	1,334	1,142
	10 ³ d	10,07	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	0,9	0,92	0,92	0,93	0,93	0,93	0,93	0,94	0,93	0,91	0,9	0,9
Rawls et al. (1982)	10 ³ a	789,9	713,5	411,8	312,1	257,6	206,5	34,9	28,1	23,8	21,6	20,5	26
	10 ³ b	-3,7	-3	-3	-2,4	-2	-1,6	-	-	-	-	-	-
	10 ³ c	*	-	-	-	-	-	1,4	1,1	0,8	0,6	0,5	-
	10 ³ d	-	1,7	2,3	3,2	3,6	4	5,5	5,4	5,2	5	4,9	5
	10 ³ e	10	-	31,17	31,4	29,9	27,5	25,1	20	19	16,7	15,4	15,8
	10 ³ f	-131,5	-169,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Modèle II	R ²	0,34	0,55	0,66	0,74	0,76	0,76	0,76	0,65	0,7	0,65	0,65	0,64
	10 ³ a	627,5	482,9	410,3	300	239,1	181,4	141,7	98,6	64,9	42,9	30,9	-
	10 ³ b	-4,1	-3,5	-3,1	-2,4	-1,9	-1,5	-1,2	0,9	-0,6	-0,4	-0,3	-
	10 ³ e	23,9	-10,7	26	23,5	21	17,8	15,1	11,6	8,5	6,2	4,9	-
	10 ³ h	-80	250	410	610	720	800	850	900	930	940	950	-
	R ²	0,32	0,55	0,65	0,79	0,85	0,88	0,92	0,94	0,96	0,96	0,98	-
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	0,9	0,98	-	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	0,98	-	

¹ $\theta = a + (b Sa) + (c Li) + (d Ar) + (e MO) + (f Da) + (g \theta_{330}) + (h \theta_{1500})$; * coefficient non utilisé.

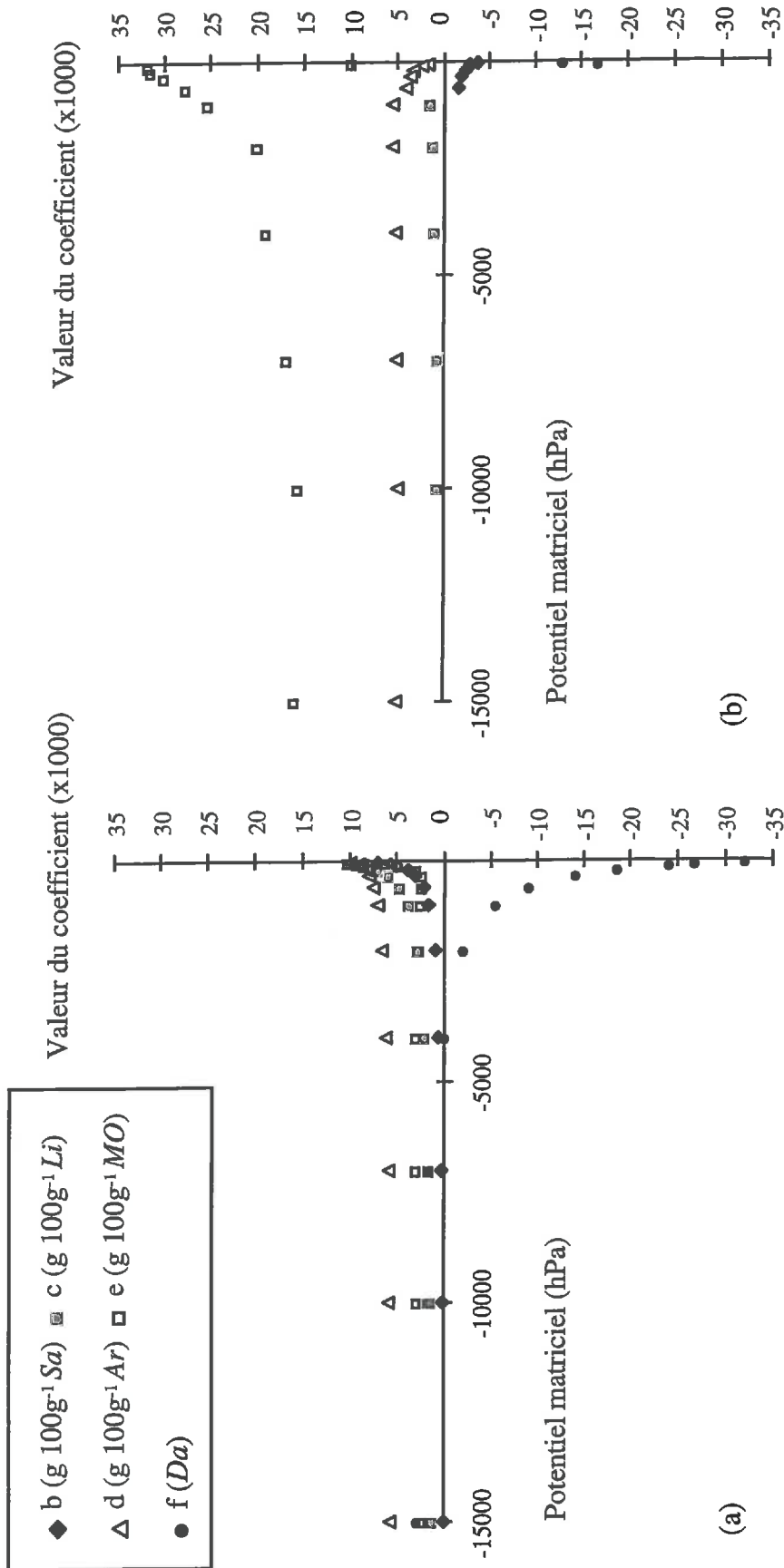


Figure 1.1 : Valeurs des coefficients des fonctions de pédotransfert proposées par (a) : Gupta et Larson (1979) et (b) : Rawls et al. (1982) (modèle I).

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

$$\theta = a + b \times Sa + c \times Li + d \times Ar + e \times MO + f \times Da \quad [1.3]$$

et présentent donc une ordonnée à l'origine non nulle à la différence de celles établies par Gupta et Larson (1979). Par ailleurs, Rawls *et al.* (1982) contrairement à Gupta et Larson (1979) ne font apparaître dans les équations de régression que les caractéristiques de constitution qui améliorent significativement l'estimation de θ (Tableau 1.4). Ainsi, Li n'est pris en compte que pour $-10^4 \leq h \leq -10^3$ hPa. De même, Sa et Da n'interviennent que pour respectivement $-600 \leq h \leq -40$ hPa et $-70 \leq h \leq -40$ hPa. Il est donc difficile de comparer l'évolution des valeurs des coefficients de régression de Gupta et Larson (1979) et de Rawls *et al.* (1982) en fonction des valeurs de h (Tableau 1.4) (Figure 1.1). Toutefois, il est intéressant de remarquer que pour Rawls *et al.* (1982), Sa est corrélée négativement à θ , alors que ce n'est pas le cas pour Gupta et Larson (1979). Pour ces derniers, Li intervient pour toutes les valeurs de h alors que pour Rawls *et al.* (1982) (modèle I), il est seulement pris en compte pour les faibles valeurs de h ($-10^4 \leq h \leq -10^3$ hPa). Enfin, Da est corrélée négativement à θ dans les équations établies par Gupta et Larson (1979) pour $-4.10^3 \leq h \leq -40$ hPa, alors qu'elle l'est positivement pour $-15.10^3 \leq h \leq -7.10^3$ hPa. La proportion de variabilité expliquée par les équations de régression établies par Gupta et Larson (1979) est dans tous les cas supérieure à 90% mais le nombre d'échantillons (mélanges de sédiments et de sols) n'était que de 43. Pour les équations établies par Rawls *et al.* (1982) (modèle I), la proportion de variabilité varie de 34 à 76% mais l'analyse avait porté sur plus de 2500 échantillons de sol.

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

E. Fonctions de pédotransfert de Puckett

Plus récemment, Puckett *et al.* (1985) ont développé des FPT pour dix valeurs de h ($-15000 \leq h \leq 0$ hPa). Les teneurs en eau correspondant aux valeurs de h sélectionnées sont issues d'un lissage des valeurs mesurées à l'aide de la fonction de van Genuchten (1978). Ce lissage a non seulement permis de rendre plus cohérent le jeu de données mais aussi

d'extrapoler ou d'interpoler des valeurs $\theta(h)$ non mesurées. Les équations de régression établies pour $h = 0$ et -10 hPa sont de la forme :

$$\theta = a \times Da + b \times \phi + c \quad [1.4]$$

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

$$\theta = d \times Saf + e \times Sa + f \times Ar + g \quad [1.5]$$

puisque les caractéristiques prises en compte sont effectivement totalement différentes dans l'un et l'autre cas. Puckett *et al.* (1985) n'utilisent pas de caractéristiques liées à la composition granulométrique des sols pour $h \geq -10$ hPa, parce qu'elles n'auraient selon ces auteurs que peu d'influence sur θ aux valeurs élevées de h . L'utilisation simultanée de Da et ϕ est toutefois redondante puisque ϕ a été calculée par Puckett *et al.* (1985) à partir de Da . La part de variabilité expliquée par ces deux variables est de 79%. En revanche, pour $h < -10$ hPa, les FPT (relation [1.5]) utilisent uniquement des caractéristiques liées à la composition granulométrique. Sa est corrélée négativement à θ et l'influence de Sa et Saf sur θ décroît avec h , alors que celle-ci croît pour Ar . La part de variabilité expliquée par l'ensemble de ces caractéristiques de composition des sols dépasse 92%. Malgré cette proportion élevée de variabilité expliquée, surtout pour $-15000 \leq h \leq -50$ hPa, les FPT développées par Puckett *et al.* (1985) sont sans doute difficilement extrapolables à d'autres types de sols, puisqu'elles ont été établies à partir de sols qui ont une même origine pédologique (Luvisols développés à partir de sédiments de plaine côtière) et n'intègrent par conséquent qu'une très faible variabilité.

IV. ESTIMATION CONTINUE DE LA TENEUR EN EAU

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

A. Modèles de courbes à fondement mathématique

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

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

1. Modèle de Brooks et Corey

Brooks et Corey (1964) proposent une équation qui prend une forme différente selon le domaine de valeur de h (Figure 1.2). L'équation proposée est de la forme :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (h_a / h)^\lambda \quad \text{pour } h_a / h < 1 \quad [1.6]$$

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = 1 \quad \text{pour } h_a / h \geq 1 \quad [1.7]$$

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

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = S_e \quad [1.8]$$

S_e , étant la saturation effective.

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

Rawls et Brakensiek (1985) ont établi des FPT portant sur les paramètres h_a , λ et θ_r de la fonction proposée par Brooks et Corey (1964). Pour les trois paramètres, les FPT reposent sur les caractéristiques S_a , A_r et ϕ et prennent une forme exponentielle pour les paramètres h_a et λ . L'utilisation de ces FPT demeure lourde puisque, pour un même paramètre, les caractéristiques S_a , A_r et ϕ apparaissent à plusieurs reprises et sont élevées à des puissances différentes (Tableau 1.5).

Tableau 1.5: Fonctions de pédotransfert associées aux paramètres de fonctions mathématiques représentatives de la courbe $\theta(h)$.

		$h \leq 10^4$ (bar)	$h > 10^4$ (bar)	
		$W = a + b_1[\log(h) - t]$	$W = a + b_2[\log(h) - t]$	
De Jong et al. (1983)	paramètres	équations de régression		R^2
	a	$6,4 + 2,78(CO) + 0,24(Ar)$	$6,4 + 2,78(CO) + 0,24(Ar)$	0,76
	b_1	$-42,9 + 0,55(Ar)$	-	0,45
	b_2	-*	$-1,56 - 0,028(Li + Ar) - 0,24(CO)$	0,41
	t	$-1,12 + 0,029(Ar)$	$-1,12 + 0,029(Ar)$	0,68
$\theta = \theta_s(h_s/h)^{1/b}$				
Cosby et al. (1984)	paramètres	équations de régression		R^2
	b	$3,1 + 0,157(Ar) - 0,003(Sa)$		0,97
	h_s	$10^{[1,54 - 0,0095(Sa) + 0,0063(Li)]}$		0,85
régression multiple	θ_s	$50,5 - 0,142(Sa) - 0,037(Ar)$		0,79
régression simple	b	$2,91 + 0,159(Ar)$		0,97
	h_s	$10^{[1,88 - 0,0131(Sa)]}$		0,81
	θ_s	$48,9 - 0,126(Sa)$		0,77
$\theta = (\theta_s - \theta_r)(h_a/h)^\lambda + \theta_r$				
Rawls et Brakensiek (1985)	paramètres	équations de régression		R^2
	h_a	$\exp[5,34 + 0,185(Ar) - 2,484(\phi) - 0,002(Ar)^2 - 0,044(Sa \cdot \phi) - 0,617(Ar \cdot \phi) + 0,001(Sa^2 \cdot \phi^2) - 0,009(Ar^2 \cdot \phi^2) - 0,00001(Sa^2 \cdot Ar) - 0,0007(Sa^2 \cdot \phi) + 0,000005(Ar^2 \cdot Sa) - 0,5(\phi^2 \cdot Ar) + 0,009(Ar^2 \cdot Sa)]$		n.p.
	θ_r	$-0,018 + 0,0009(Sa) + 0,005(Ar) + 0,029(\phi) - 0,0002(Ar)^2 - 0,001(Sa \cdot \phi) - 0,0002(Ar^2 \cdot \phi^2) + 0,0003(Ar^2 \cdot \phi) - 0,002(\phi^2 \cdot Ar)$		n.p.
	λ	$\exp[-0,784 + 0,018(Sa) - 1,062(\phi) - 0,00005(Sa)^2 - 0,003(Ar)^2 + 1,111(\phi)^2 - 0,031(Sa \cdot \phi) + 0,0003(Sa^2 \cdot \phi^2) - 0,006(Ar^2 \cdot \phi^2) - 0,000002(Sa^2 \cdot Ar) + 0,008(Ar^2 \cdot \phi) - 0,007(\phi^2 \cdot Ar)]$		n.p.
$\theta = \theta_s$ $\theta = \{[(100 - h)(\theta_s - \theta_{100})] / (100 - h_a)\} + \theta_{100}$ $\theta = (h/A)^{1/B}$				
Saxton et al. (1986)	paramètres	équations de régression		R^2
	A	-	$\exp[-4,396 - 0,0715(Ar) - 4,88 \cdot 10^{-4}(Sa)^2 - 4,285 \cdot 10^{-5}(Sa)^2(Ar)] \cdot 1000$	0,99
	B	-	$-3,14 - 2,22 \cdot 10^{-3}(Ar)^2 - 3,484 \cdot 10^{-5}(Sa)^2(Ar)$	0,99
	θ_{100}	-	$\exp[(2,302 - \ln(A))/B]$	-
	θ_s	$0,332 - 7,251 \cdot 10^{-4}(Sa) + 0,1276 \cdot \log(Ar)$	$0,332 - 7,251 \cdot 10^{-4}(Sa) + 0,1276 \cdot \log(Ar)$	0,99
	h_a	-	$1000 \cdot [-0,108 + 0,341(\theta_s)]$	0,94
$\theta = (\theta_s - \theta_r) [1 + (\alpha h)^n]^{-1} + \theta_r$				
Vereecken et al. (1989)	paramètres	équations de régression		R^2
	θ_s	$0,81 - 0,283(Da) + 0,001(Ar)$		0,85
	θ_r	$0,015 + 0,005(Ar) + 0,014(CO)$		0,7
	α	$\exp[-2,486 + 0,025(Sa) - 0,351(CO) - 2,617(Da) - 0,023(Ar)]$		0,68
	n	$\exp[0,053 - 0,009(Sa) - 0,013(Ar) + 0,00015(Sa)^2]$		0,56

*équation non développée

n.p. : non précisé

2. Modèle de Campbell

Sur la base des travaux de Gardner *et al.* (1970), Campbell (1974) propose une fonction puissance du même type que celle de Brooks et Corey (1964) (Figure 1.2) :

$$\theta = \theta_s (h / h_a)^{-b} \quad [1.9]$$

où h et h_a étaient exprimés initialement en bar et b était un paramètre empirique.

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

Cosby *et al.* (1984) ont établi des FPT pour les paramètres h_s , θ_s et b de la fonction puissance de Campbell (1974) avec h_s , potentiel matriciel à saturation qui est équivalent à h_a . Les paramètres h_s , θ_s et b sont reliés aux seules caractéristiques granulométriques (Ar , Li et Sa) à l'aide de FPT (Tableau 1.5). La teneur en eau à saturation a été déterminée pour chaque échantillon en utilisant Da et $\rho_s = 2,65 \text{ g cm}^{-3}$. Quant à h_s et b , ils ont été ajustés à partir des résultats expérimentaux et de l'équation [9]. Les valeurs calculées de ces paramètres, à partir de plus de 1400 échantillons provenant des Etats-Unis, ont été distribuées suivant les 11 classes de texture de l'USDA. Elles ont ensuite été moyennées pour chaque classe de texture. Les FPT déterminées par régression simple à partir des 11 valeurs moyennes de chacun des paramètres montrent que le paramètre b est étroitement corrélé à Ar ($R^2 = 0,97$), tandis que les paramètres h_s et θ_s sont corrélés de façon moins étroite à Sa , puisque R^2 prend respectivement les valeurs de 0,81 et 0,77. L'utilisation d'une deuxième caractéristique de composition granulométrique dans le cas de l'établissement de FPT par régression multiple n'apporte que très peu d'amélioration à l'estimation des relations pour h_s et θ_s et aucune pour le paramètre b .

3. Modèle de van Genuchten

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

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

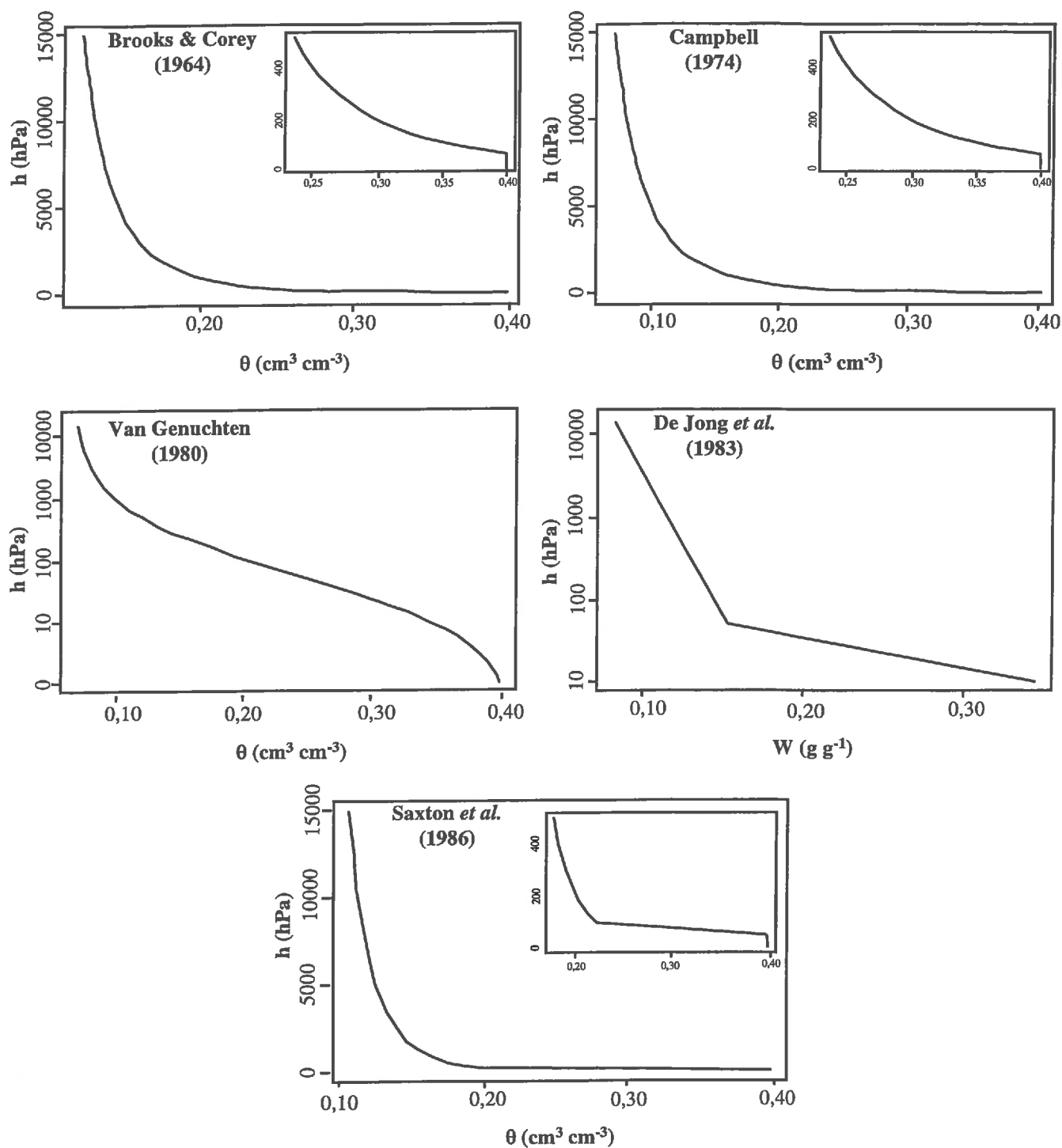


Figure 1.2 : Représentation schématique des différents modèles de courbes utilisés

(1953) et Mualem (1976). Le modèle proposé par van Genuchten (1980) est celui qui répond le mieux à ces exigences (Figure 1.2) :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (1 + (\alpha h)^n)^{-m} \quad [1.10]$$

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

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

Vereecken *et al.* (1989) ont établi des FPT pour les paramètres θ_s , θ_r , α et n d'une équation que l'on assimile à une forme réduite de l'équation proposée par van Genuchten (1980), mais qui initialement a été proposée par Brutsaert (1966) et Endelmann *et al.* (1974) :

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (1 + (\alpha h)^n)^{-1} \quad [1.11]$$

Les FPT ont été établies par régression multiple avec Da , CO , Ar et Sa (Tableau 1.5). On remarque que la justesse des relations est la plus élevée pour θ_s et la plus faible pour n . A ce sujet, Vereecken *et al.* (1989) montrent que seule l'expression qui décrit les variations de θ_s répond au critère de signification imposé par son test de non-ajustement. Ceci peut sans doute s'expliquer par le fait que parmi les paramètres estimés par Vereecken *et al.* (1989), θ_s est le seul paramètre qui ait un sens physique incontestable.

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

4. Modèle de De Jong

De Jong *et al.* (1983) ont proposé une courbe composée de deux segments de droite qui possèdent la même forme mathématique mais en revanche des paramètres différents. Ces deux segments de droite doivent permettre de décrire les variations de W pour $-10 \cdot 10^5 < h < -50$ hPa. Les équations des deux segments de droite sont de la forme (Figure 1.2) :

$$W = a + b_1[\log(h) - t] \quad \text{pour } h \leq 10' \quad [1.12]$$

$$W = a + b_2[\log(h) - t] \quad \text{pour } h > 10' \quad [1.13]$$

où h était exprimé initialement en bar.

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

$$t = -1,12 + 0,029 \times Ar \quad [1.14]$$

Cette valeur de h , prise comme positive dans le calcul de W , varie de -200 hPa pour les textures grossières à -1200 hPa pour les textures fines. Le paramètre t est aussi utilisé pour déterminer W . Les paramètres a , b_1 et b_2 , sont reliés à Ar , Li et CO à l'aide de FPT (Tableau 1.5).

5. Modèle de Saxton

Saxton *et al.* (1986), arguant du fait qu'il est impossible de décrire la distribution des valeurs de $\theta[h]$ des sols par l'emploi d'un unique formalisme pour un domaine de potentiel matriciel allant de la saturation au point de flétrissement, ont subdivisé le domaine de potentiel matriciel en trois domaines. Pour $h_a \leq h < 0$ (h_a variant en fonction de la composition granulométrique), Saxton *et al.* (1986) considèrent que $\theta = \theta_s$. Pour $-100 \text{ hPa} \leq h < h_a$, θ est donnée par la relation suivante (Figure 1.2) :

$$\theta = \left\{ [(100 - h)(\theta_s - \theta_{100})] / (100 - h_a) \right\} + \theta_{100} \quad [1.15]$$

Enfin pour $-15 \cdot 10^3 \leq h < -100$ hPa, la teneur en eau varie suivant une loi de puissance :

$$\theta = (h / A)^{\frac{1}{B}} \quad [1.16]$$

L'établissement de FPT a porté, d'une part, sur les paramètres θ_{100} , h_a et θ_s de la relation [1.15] pour $-100 \text{ hPa} \leq h < h_a$ et, d'autre part, sur les paramètres A et B de la relation [1.16] pour $-15 \cdot 10^3 \leq h < -100$ hPa (Saxton *et al.*, 1986). Par ailleurs, l'estimation de θ_s permet de déterminer θ pour $h > h_a$ puisque dans ce domaine de h , $\theta = \theta_s$.

Les caractéristiques utilisées par Saxton *et al.* (1986) pour établir les FPT n'ont trait qu'à la composition granulométrique des sols : Sa et Ar (Tableau 1.5). La justesse des

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

B. Modèles de courbe à fondement physique

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

1. Modèle de Arya et Paris

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

$$l_i = n_i 2R_i^\alpha \quad [1.17]$$

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

$$r_i = R_i \left[\frac{4}{6} e n_i^{(1-\alpha)} \right]^{1/2} \quad [1.18]$$

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

$$h_i = (2\gamma \cos \theta_i) / (\rho_{eau} g r_i) \quad [1.19]$$

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

2. Modèle de Haverkamp et Parlange

Haverkamp et Parlange (1986) agissent de même en associant à une fonction cumulée de distribution de taille de particules $F(d)$ une fonction cumulée de distribution de taille de pores $f(R)$. L'hypothèse est que d , diamètre des particules est relié à R , rayon des pores, par une constante de proportionnalité (γ) qui caractérise l'assemblage structural des particules :

$$d = \gamma \cdot R \quad [1.20]$$

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

3. Modèle de Tyler et Wheatcraft

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

4. Modèle d'Assouline

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

$$\theta = (\theta_s - \theta_{15000}) \left\{ 1 - \exp \left[-\xi (h^{-1} - h_{15000}^{-1})^\eta \right] \right\} + \theta_{15000} \quad \text{pour} \quad h_{15000} \leq h < 0 \quad [1.21]$$

Celui-ci ne peut pas être assimilé comme les précédents à une FPT. Il possède en effet deux paramètres de calage (ξ et η) qui n'ont pas encore donné lieu à l'établissement de FPT. Les sols qui ont permis d'évaluer l'aptitude du modèle à rendre compte de l'évolution de $\theta[h]$ provenaient du jeu de données publié par Mualem (1974) (cité par Assouline *et al.*, 1998) et de différentes régions de France. Bien que ne possédant que deux paramètres de calage, le modèle permet d'aboutir à de meilleurs ajustements que ceux obtenus avec le modèle de van Genuchten (1980) (Assouline *et al.*, 1998).

V. APPORT D'UNE CLASSIFICATION A L'ETABLISSEMENT DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

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

A. Classification en fonction de la texture

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

Tableau 1.6 : Valeurs des coefficients obtenues par régression multiple à différentes valeurs de potentiel matriciel et en fonction de la compacité (Renger, 1971).

	coefficients ¹	Potentiel matriciel (hPa)			
		0	-65	-300	-15000
compacité ² ≥ 1,75	a	30	18	12	3
	b	0,26	0,4	0,45	0,67
	b'	-*	-	-	-0,022
	c	0,05	0,12	0,14	0,02
	R ²	0,5	0,69	0,71	0,72
1,40 ≤ compacité < 1,75	a	39	19	12,5	3
	b	0,27	0,5	0,57	0,67
	b'	-	-	-	-0,022
	c	0,03	0,12	0,14	0,02
	R ²	0,52	0,67	0,69	0,72
compacité < 1,40	a	50	27	20	3
	b	0,25	0,48	0,52	0,67
	b'	-	-	-	-0,022
	c	0,02	0,08	0,08	0,02
	R ²	0,49	0,77	0,81	0,72

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

$$^2\text{compacité} = Da + (0,009 Ar)$$

* coefficient non utilisé

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

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

B. Classification en fonction de la compacité (*Packing density*)

Renger (1971) établit des FPT après classification en fonction de la compacité (Tableau 1.6). La compacité est calculée à partir de la densité apparente à l'aide de la relation :

$$\text{compacité} = Da + 0,009 \times Ar \quad [1.22]$$

Les FPT obtenues n'utilisent que les seules caractéristiques Ar et Li et permettent d'estimer θ pour $h = 0, -65, -300$ et -15000 hPa. En stratifiant en fonction de la compacité, Renger (1971) tient en fait compte de la nature des particules élémentaires (composition granulométrique) et de leur mode d'assemblage (structure).

C. Classification en fonction de la profondeur

Après avoir établi des FPT pour chaque classe de texture, Petersen *et al.* (1968b) analysent les propriétés de rétention en eau des horizons limoneux à limono-argileux. Ils subdivisent cet ensemble d'horizons en distinguant les horizons A, B et C. Puis au sein des horizons A, ils distinguent ceux qui sont cultivés de ceux qui ne le sont pas et au sein des horizons B, ils distinguent différents horizons selon le degré de développement de la structure. Petersen *et al.* (1968b) montrent que l'étroitesse des relations établissant θ_{330} ou θ_{15000} est d'autant plus grande que l'horizon est profond (Tableau 1.2). En effet, pour θ_{330} et θ_{15000} , les valeurs de R^2 passent respectivement de 0,34 à 0,83 et de 0,20 à 0,60. Cette augmentation de R^2 s'accompagne de surcroît d'une diminution du nombre de variables prises en compte (Tableau 1.2). On remarque, d'autre part, que CO n'est pas seulement utilisé pour évaluer θ_{330} et θ_{15000} pour les horizons de surface (A) mais aussi pour évaluer θ_{15000} pour les horizons B. En revanche, Petersen *et al.* (1968b) ne présentent aucun résultat permettant d'apprécier

l'amélioration de l'estimation de θ_{330} ou θ_{15000} , lorsqu'ils procèdent à cette classification par type d'horizon.

De la même manière, Hall *et al.* (1977) distinguent un premier ensemble regroupant les horizons de surface (horizons A) et un second regroupant les horizons de sub-surface (horizons B pour la plupart). Ces deux ensembles ont donné lieu à l'établissement de deux séries de FPT définies pour cinq valeurs de h (Tableau 1.2). A la différence de Petersen *et al.* (1968b), Hall *et al.* (1977) ne prennent pas en compte CO dans les FPT des horizons de sub-surface. En revanche, les caractéristiques Ar , Li et Da sont prises en compte pour les horizons de surface et de sub-surface, et les coefficients de chacune d'elles sont proches pour les deux types d'horizons (Tableau 1.2). Par ailleurs, les R^2 attribués aux FPT établies pour les horizons de surface et de sub-surface sont sensiblement identiques aux valeurs élevées de h (Tableau 1.2). Comme dans le cas de Petersen *et al.* (1968b), Hall *et al.* (1977) ne présentent pas de résultats sans classification, qui permettraient ainsi d'apprécier l'évolution de l'étroitesse des relations lorsqu'ils procèdent effectivement à cette classification par type d'horizon.

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

D. Classification en fonction de critères pédologiques

Dans toutes ces études, l'apport d'une classification préalablement à l'établissement des FPT ne peut être discuté puisque les résultats sans classification ne sont pas présentés. En revanche, sur la base de la distinction introduite par Jamagne *et al.* (1977) en fonction de l'origine de l'argile (héritage de la roche-mère ou illuviation), Bruand (1990) compare les résultats obtenus avec ou sans classification pour des horizons B argileux ($Ar \geq 30 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$). Le critère de classification repose alors sur l'origine pédologique (matériau parental et pédogénèse) des horizons étudiés. Les résultats obtenus montrent alors très clairement que non seulement une telle classification accroît la justesse des relations établies pour W_{330} (R^2 , lorsque Ar est utilisé comme variable explicative, passe de 0,57 sans tenir compte d'une classification à 0,79 en moyenne avec classification) et W_{15000} (R^2 , lorsque Ar est utilisé comme variable explicative, passe de 0,82 sans tenir compte d'une classification à 0,86 en moyenne avec classification) mais aussi que des FPT peuvent être établies avec des caractéristiques plus faciles d'accès après classification pédologique.

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

caractéristique A_r pour W_{15000} et les caractéristiques A_r , Lif et MO pour W à la capacité au champ.

Moulènes (1993), à partir d'échantillons prélevés dans 371 horizons provenant de sols du Languedoc-Roussillon, calculent des équations de régression pour prédire les teneurs en eau massiques à six valeurs de potentiel (de -33 à -15000 hPa) à partir de la texture, de la densité apparente et de la teneur en matière organique pour l'ensemble des données et pour des groupes définis selon une classification texturale et selon l'origine des matériaux pédologiques. La comparaison des erreurs de prédiction (écarts-types des résidus) des équations de régression montre que ces erreurs sont les plus faibles pour la classification selon l'origine des matériaux pédologiques.

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

VI. VALIDATION DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

Plusieurs auteurs (e.g. Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995) ont cherché récemment à évaluer l'efficacité d'un certain nombre de FPT. Cette évaluation des FPT a essentiellement porté sur leur capacité à estimer avec plus ou moins de justesse les teneurs en eau mesurées pour un échantillon test d'horizons de sols.

A. Validation effectuée par Williams

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

modèle III. Il en va de même pour la dispersion des points : l'écart-type (SD) associé à EM varie pour θ_{100} de $0,058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ avec le modèle I à $0,028 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ avec le modèle III.

B. Validation effectuée par Tietje et Tapkenhinrichs

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

L'échantillon test de validation provient de sols d'Allemagne (Basse-Saxe). Il comporte d'une part, 1079 horizons de sols renseignés pour quatre valeurs de potentiel matriciel (-1, -60, -300 et -15000 hPa) et d'autre part, 37 horizons de sols renseignés pour neuf valeurs de potentiel matriciel (-2, -10, -20, -50, -100, -330, -1000, -3000, -15000 hPa). Dans un premier temps, Tietje et Tapkenhinrichs (1993) testent l'applicabilité des FPT vis-à-vis de l'échantillon test, sans que soit explicité le critère d'évaluation. Pour comparer les teneurs en eau estimées à partir des FPT et les teneurs en eau mesurées, Tietje et Tapkenhinrichs (1993) utilisent un outil statistique adapté à l'ensemble des FPT comparées. Ainsi, ils calculent pour chaque FPT la différence moyenne (DM) entre les teneurs en eau estimées et mesurées à l'aide d'une intégrale dont l'intervalle d'intégration s'étend généralement de -1 hPa à -15000 hPa. Cette intégrale correspond à l'aire qui sépare les courbes de rétention en eau estimées et mesurées. Tietje et Tapkenhinrichs (1993) calculent de la même manière la racine carrée de la différence moyenne ($RMSD$) qui est indicatrice du biais entre les estimations et les mesures.

1. Estimation ponctuelle de la teneur en eau

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

l'estimation des teneurs en eau par rapport au modèle I (DM (modèle III) = $0,0039 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ et DM (modèle I) = $-0,006 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), par contre ce n'est pas le cas pour le modèle II ($DM = 0,0164 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

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

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

Les FPT proposées par Renger (1971) permettent de calculer θ pour 4 valeurs de potentiel matriciel (0, -65, -300, -15000 hPa) et conduisent à une estimation satisfaisante pour l'ensemble des horizons testé ($DM = 0,011 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ et $RMSD = 0,058 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Il est intéressant de noter que les FPT établies par Renger (1971) l'ont été à partir d'horizons de sols provenant d'Allemagne, comme l'échantillon test utilisé par Tietje et Tapkenhinrichs (1993).

2. Estimation continue de la teneur en eau

Les FPT permettant d'estimer les paramètres d'une fonction continue décrivant $\theta[h]$, notamment celles proposées par Rawls et Brakensiek (1985) et Vereecken *et al.* (1989) conduisent à une bonne estimation de θ pour l'ensemble de l'échantillon test. Toutefois, θ calculé à partir des FPT de Rawls et Brakensiek (1985) est généralement sous-estimé par rapport à celle mesuré et plus particulièrement pour les horizons à teneur en matière organique élevée. Les FPT proposées par Vereecken *et al.* (1989) sont considérées par Tietje et Tapkenhinrichs (1993) comme étant le meilleur outil d'estimation de θ parmi les 13 FPT comparées. En effet, elle peuvent s'appliquer à l'ensemble de l'échantillon test, y compris aux horizons de sols à teneur élevée en matière organique. Notons néanmoins que la différence entre les θ calculées par les FPT de Vereecken *et al.* (1989) et les θ mesurées ne sont élevées que lorsque les horizons de sols possèdent une Da faible. Rappelons aussi que les sols utilisés par Vereecken *et al.* (1989) pour élaborer leurs FPT proviennent de sols de Belgique alors que ceux utilisés par Rawls et Brakensiek (1985) proviennent des Etats-Unis. La meilleure estimation des teneurs en eau par les FPT de Vereecken *et al.* (1989) par rapport à celles proposées par Rawls et Brakensiek (1985) est sans doute en partie induite par des sols utilisés

par ces premiers, qui se rapprochent de ceux utilisés par Tietje et Tapkenhinrichs (1993). Quant aux FPT proposées par De Jong *et al.* (1983) et Saxton *et al.* (1986), elles s'avèrent peu adaptées à l'échantillon test utilisé par Tietje et Tapkenhinrichs (1993). Les FPT proposées par De Jong *et al.* (1983) qui ont été élaborées pour $-10^5 < h < -50$ hPa, sont en effet mal adaptées au domaine de potentiel matriciel étudié par Tietje et Tapkenhinrichs (1993) ($-15000 < h < -1$ hPa). Par ailleurs, leur utilisation est soumise à caution du fait du peu d'étroitesse des relations entre les paramètres de l'équation et les variables explicatives comme en témoignent les R^2 ($0,4 < R^2 < 0,8$). Quant aux FPT proposées par Saxton *et al.* (1986), elles sous-estiment θ , en particulier pour les horizons A à teneur élevée en *MO*.

C. Validation effectuée par Kern

Kern (1995) teste l'efficacité de six FPT qui lui sont apparues comme étant les plus citées dans la littérature (Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 ; De Jong *et al.*, 1983 ; Cosby *et al.*, 1984 ; Saxton *et al.*, 1986 et Vereecken *et al.*, 1989) et s'intéresse à θ pour des valeurs de h à -100, -330 et -15000 hPa. Rappelons que les FPT comparées n'utilisent pas toutes les mêmes caractéristiques du sol. L'échantillon test utilisé par Kern (1995) provient des bases de données de l'USDA et il est de taille variable aux trois valeurs de potentiel ($n = 3666$ pour $h = -100$ hPa, $n = 23642$ pour $h = -330$ hPa et $n = 23333$ pour $h = -15000$ hPa). Le critère utilisé pour comparer les FPT est l'erreur moyenne (*EM*) et l'écart-type (*SD*) associé à *EM*.

Pour θ_{100} , *SD* le plus élevé et *EM* la plus faible sont associés à la FPT proposée par De Jong *et al.* (1983). Les FPT proposées par Vereecken *et al.* (1989), Saxton *et al.* (1986) et Rawls *et al.* (1982) conduisent à des *EM* faibles et des *SD* très proches les uns des autres. Les FPT proposées par Gupta et Larson (1979) et Cosby *et al.* (1984) conduisent, quant à elles, aux *EM* les plus élevées, mais les valeurs de *SD* sont proches de celles obtenues avec les trois précédentes FPT. Kern (1995) note que les FPT de Gupta et Larson (1979) et de Rawls *et al.* (1982) surestiment θ dès lors que $\theta > 0,4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$. Par ailleurs, Kern (1995) indique que θ_{100} calculée est, quelle que soit la FPT utilisée, surestimée par rapport à θ_{100} mesurée dès lors que $\theta < 0,1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$.

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

Enfin, pour θ_{15000} , c'est la FPT de Cosby *et al.* (1984) qui conduit aux plus faibles valeurs de EM et SD . Les FPT proposées par Rawls *et al.* (1982) et Saxton *et al.* (1986) possèdent des EM et SD similaires, ce qui est vraisemblablement lié à l'origine commune des données utilisées pour établir leurs FPT. La FPT proposée par Saxton *et al.* (1986) apparaît néanmoins plus précise que celle de Rawls *et al.* (1982) pour $\theta < 0,24 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ mais celle-ci a tendance à surestimer θ_{15000} pour $\theta > 0,24 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ alors que ce n'est pas le cas avec celle proposée par Rawls *et al.* (1982). Selon Kern (1995), cette différence serait due à la prise en compte de la caractéristique MO par Rawls *et al.* (1982). Les performances de la FPT proposée par Vereecken *et al.* (1989) pour θ_{15000} sont néanmoins inférieures à celles obtenues pour θ_{100} et θ_{330} , avec une tendance à la surestimation des valeurs de θ . Quant à la FPT de De Jong *et al.* (1983), elle a tendance à sous-estimer les valeurs de θ alors que celle proposée par Gupta et Larson (1979) a une nette tendance à les surestimer.

VII. CONCLUSION

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

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

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

Une autre façon de procéder consisterait, préalablement à l'établissement de FPT, à réduire la variabilité de l'ensemble d'horizons par une classification appropriée. Deux possibilités sont alors envisageables : soit on détermine une propriété moyenne pour chaque

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

Leenhardt (1991) a aussi montré, dans le cadre d'une approche spatiale du bilan hydrique, que les teneurs en eau mesurées à différents potentiels pour des horizons de surface d'un secteur situé en plaine Languedocienne présentaient une variabilité comparable à celle des critères pédologiques de classification du milieu utilisés pour des cartographies à 1/10000 et 1/25000. La prise en compte de tels critères pour définir des ensembles de sols, permettrait de contraindre de façon importante la variabilité des propriétés de rétention en eau et ainsi conduire, comme l'a montré Bruand (1990), à l'établissement de FPT à l'aide de caractéristiques aisément accessibles.

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

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

De façon plus générale, il ressort de cette revue bibliographique que la validité des FPT établies par voie statistique apparaît étroitement liée à la nature des sols utilisés pour les établir. Lorsque les FPT sont établies à partir d'un nombre élevé de sols couvrant une grande variabilité, on pourrait penser qu'elles sont applicables à une même gamme de variabilité de sols. Les résultats des essais de validation montrent que dans ce cas, les FPT permettent d'estimer de façon satisfaisante la moyenne des propriétés de rétention en eau d'un autre ensemble de sols mais en revanche, de façon très inégale celles d'un sol particulier. A

l'opposé, lorsque les FPT sont établies à partir de sous-ensembles de sols bien définis par leur origine pédologique, ces FPT n'utilisent qu'un nombre très réduit de caractéristiques de la constitution mais ne peuvent être appliquées qu'aux sols satisfaisant les mêmes caractéristiques pédologiques. Dans ce cas et à la différence du cas précédent, l'estimation des propriétés de rétention en eau pour un sol en particulier est beaucoup plus satisfaisante.

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

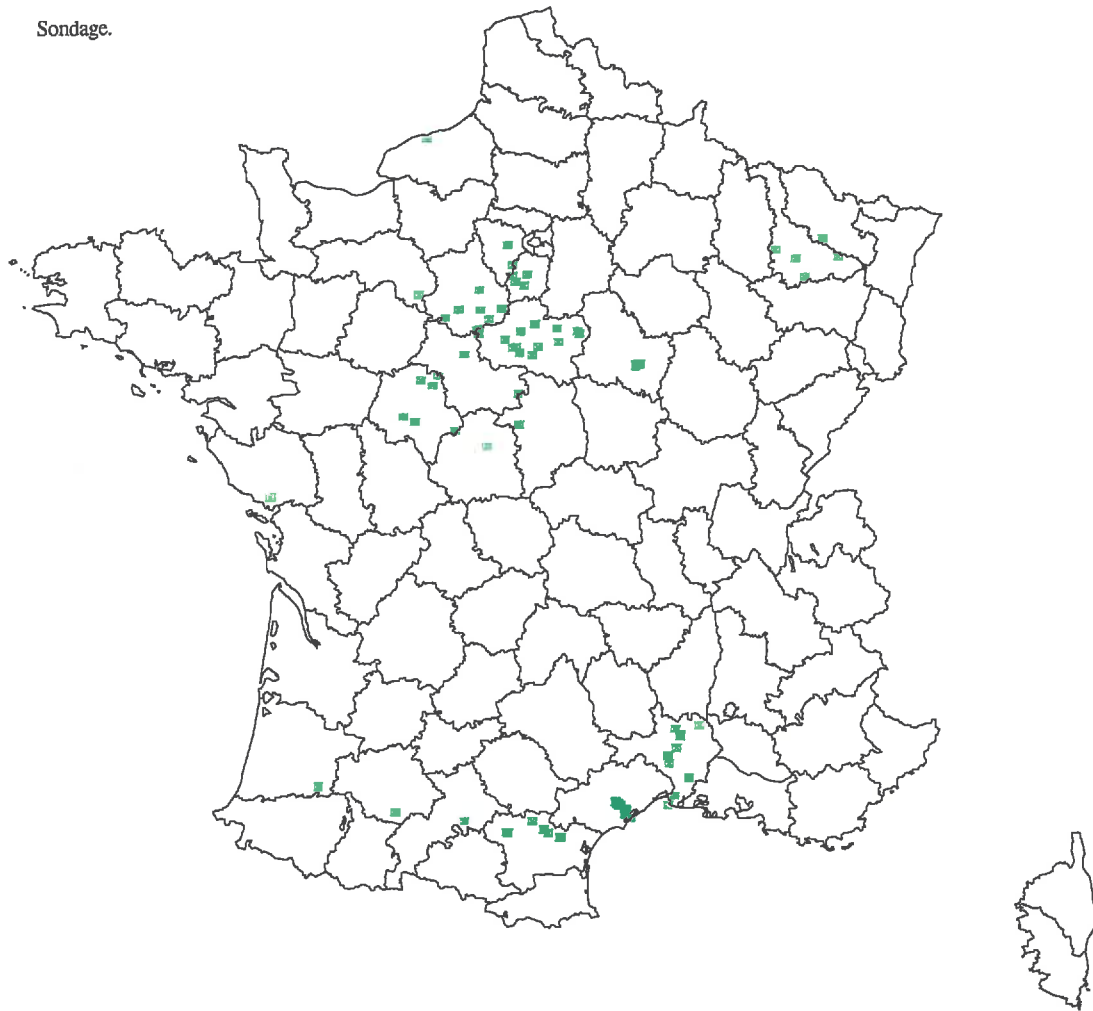
Enfin, l'établissement de FPT par voie statistique lorsqu'elle est étroitement couplée à une classification de l'échantillon d'horizons devrait permettre d'aboutir à une meilleure connaissance des principales caractéristiques intervenant dans les propriétés de rétention en eau, et de la sorte à la formulation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

Cette analyse bibliographique a montré que les fonctions de pédotransfert représentent un ensemble vaste d'approches et que les moyens utilisés pour aboutir à l'estimation des teneurs en eau se sont complexifiés au cours du temps. Elle a montré d'autre part, que les démarches qui ont consisté à évaluer l'efficacité des FPT sont peu nombreuses et qu'aucune d'elles n'a porté sur des sols du territoire français. Il paraît donc indispensable, à l'heure actuelle, de pouvoir juger l'efficacité d'un certain nombre de FPT sur des sols que l'on rencontre sur notre territoire.

Le chapitre qui suit permettra de présenter l'ensemble de sols qui va être utilisé pour discuter de la validité des fonctions de pédotransfert.

LEGENDE :
Département.

■ Sondage.



Echelle 1 / 8 000 000



Figure 2.1 : Localisation géographique des profils de sols étudiés (un point peut représenter plusieurs profils localisés dans le même secteur).

Chapitre 2

MATERIEL ET METHODES

Ce chapitre a pour objectif la présentation des sols étudiés et celle des méthodes utilisées pour mesurer les propriétés de rétention en eau.

I. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES SOLS ETUDIES

Les sols étudiés se répartissent dans deux grands secteurs géographiques qui sont d'une part le sud de la Région Ile-de-France et la Région Centre (Bassin de Paris) et d'autre part la Région Languedoc-Roussillon (Figure 2.1). D'autres secteurs géographiques sont aussi concernés : le plateau Lorrain, le Pays de Caux, le piémont pyrénéen et les marais de l'Ouest. Cette répartition est le fruit de campagnes de terrain menées par deux laboratoires INRA de Science du Sol, l'un basé à Orléans et l'autre à Montpellier.

Le climat ayant affecté les zones étudiées est différent selon qu'elles se trouvent dans le Sud ou dans le Nord de la France. En effet, le climat de la Région Languedoc-Roussillon est un climat méditerranéen à tendance humide (pluviométrie annuelle de 600 à 850 mm) dans la zone de la plaine languedocienne qui représente le secteur le plus important en terme d'échantillonnage pour la Région Languedoc-Roussillon. Les contrastes saisonniers de températures sont peu accentués : les hivers y sont doux et les étés chauds, et les précipitations restent irrégulières au cours de l'année (orages violents en été). Le climat des zones situées dans le Nord de la France est un climat tempéré avec une influence océanique pour les zones échantillonnées au Sud de l'Ile-de-France et en Région Centre. Les précipitations sont de 600 mm par an et sont réparties de façon relativement égale tout au long de l'année. Le climat ayant affecté le secteur situé sur le plateau lorrain est quant à lui plutôt continental et s'accompagne de contrastes saisonniers accentués. Les secteurs situés dans le Pays de Caux, les marais de l'Ouest et le piémont pyrénéen sont sous l'influence directe du climat océanique.

Outre le climat, la géologie représente un élément déterminant pour expliquer la répartition des sols dans une région. Les formations géologiques ou les formations superficielles à partir desquelles se sont développés les sols échantillonnés sont des formations sédimentaires dont la dynamique de dépôt et l'âge sont variables (Tableau 2.1).

Les principaux matériaux originels se composent de formations sédimentaires calcaire-marneuses ou marneuses qui sont parfois à dominance détritique avec des formations molassiques ou gréseuses. Un grand nombre de formations superficielles joue aussi un rôle de

Tableau 2.1 : Age des formations sédimentaires correspondant aux matériaux parentaux des sols étudiés.

Formation sédimentaire	Age de la formation
Alluvions récentes	Quaternaire (Holocène)
Alluvions anciennes (terrasses)	Quaternaire (Pléistocène/Villafranchien)
Limons éoliens	Quaternaire
Sédiments détritiques consolidés	Miocène
Molasses	Miocène
Calcaires marneux	Miocène et Eocène
Argiles de décarbonatation	Tertiaire et Jurassique
Marnes	Pliocène, Crétacé, Jurassique, Trias
Grès	Tertiaire et Primaire

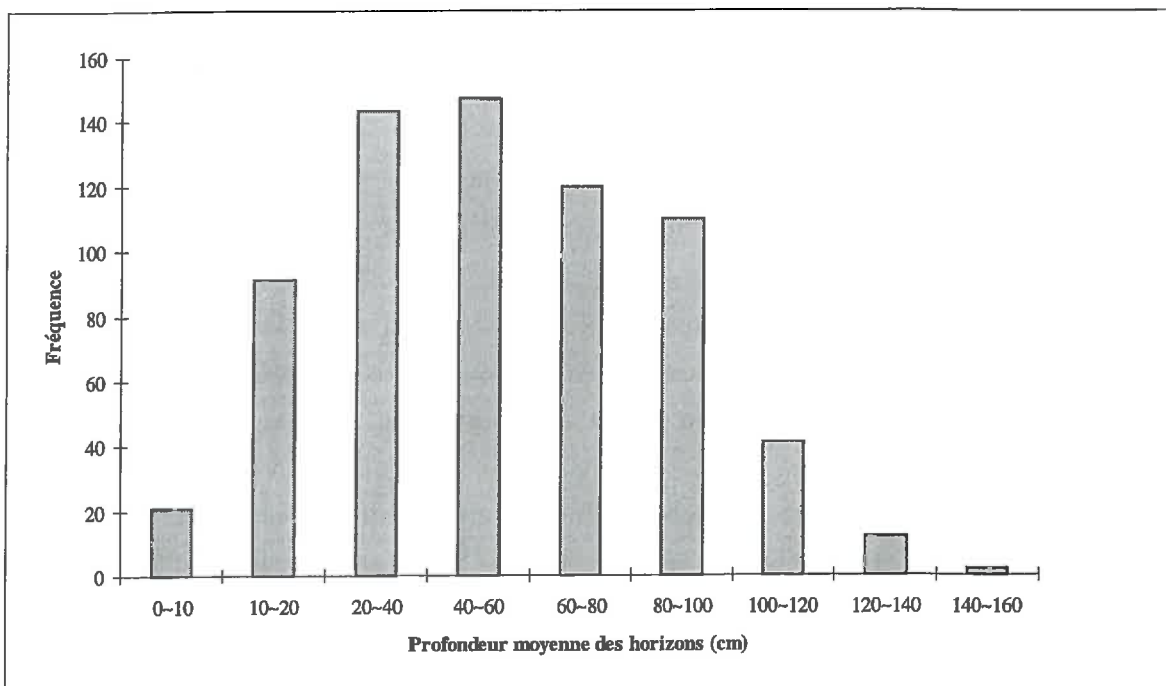


Figure 2.2 : Distribution des profondeurs moyennes des horizons étudiés.

matériau originel. Celles-ci vont des apports les plus récents composés d'alluvions fluviales ou marines à des apports plus anciens comme les terrasses fluviales, ou sont plutôt des formations limoneuses éolisées (limons éoliens) voire des formations résiduelles argileuses issues de la décarbonatation de séries sédimentaires calcaires.

II. METHODES MISES EN ŒUVRE

Les déterminations ont porté à plus de 70 % sur des échantillons de sub-surface (horizons B et C) et la part restante concerne les horizons de surface (horizons A). Néanmoins, les déterminations ayant porté sur les horizons de surface ne sont pas, dans la plupart des cas, représentatives des premiers centimètres de sol (Figure 2.2). Le manque de cohésion de ces premiers centimètres n'a en effet, pas toujours rendu possible le prélèvement à proximité de la surface.

La très grande majorité des sols sont des sols cultivés. Les terres cultivées dans le Bassin de Paris permettent une production principalement céréalière alors que celles qui sont cultivées dans le Languedoc-Roussillon sont principalement occupées par des vignobles. Néanmoins, le Languedoc-Roussillon ayant été confronté à une crise de surproduction viticole, a vu son agriculture se modifier depuis le milieu des années 80. Ainsi, ces modifications se sont manifestées par une restructuration du vignoble et par une diversification vers de nouvelles activités agricoles (grandes cultures, arboriculture, maraîchage...).

A. Densité apparente et teneur en eau

1. Protocole expérimental suivi au laboratoire INRA d'Orléans

Les échantillons ont été prélevés en hiver sous la forme de blocs de 10^2 à 10^3 cm³ de volume lorsque le sol se trouvait dans un état hydrique proche de la capacité au champ. Ces blocs ont été conservés à la teneur en eau correspondant à leur état lors du prélèvement, au frais (4-5 °C) et dans des boîtes hermétiques.

Les déterminations ont porté sur des mottes de dimensions centimétriques (5 à 10 cm³) obtenues par fragmentation à la main à partir des blocs prélevés. Ces mottes qui s'individualisent suivant des plans de rupture mécanique ne correspondent pas, généralement, aux objets naturels que l'on nomme agrégat ou motte et qui résultent de l'action conjuguée des cycles de dessiccation-humectation, de l'activité de la faune du sol, des racines ou du travail du sol lorsque le sol est cultivé. Les déterminations ont donc porté sur des échantillons non remaniés.

a. Densité apparente sèche

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). Pour ce faire, les mottes sont saturées dans du pétrole, elles sont ensuite ressuyées de façon à éliminer l'excès de pétrole à la surface de celles-ci. Les mottes sont alors plongées à l'aide d'une nacelle dans un bécher rempli de pétrole où l'on mesure la poussée hydrostatique (force opposée à la poussée d'Archimède) qu'elles développent dans le pétrole (Annexe 1). Les mottes sont ensuite mises à l'étuve à 105 °C pour déterminer leur masse sèche. Connaissant la densité du pétrole et la masse des mottes, leur volume est calculé puis leur densité apparente. Chaque détermination a été effectuée sur 10 à 15 mottes provenant du même échantillon. Les valeurs présentées au chapitre III. B. sont les moyennes des mesures réalisées sur 10 à 15 mottes.

Le calcul de la densité apparente sèche est de la forme :

$$Da = \frac{m_s \times \rho_p}{m_p \times \rho_w}$$

où m_s est la masse de l'échantillon séché à 105 °C (g), m_p la masse de pétrole déplacée par l'échantillon (g), ρ_p la masse volumique du pétrole (g cm^{-3}) et ρ_w la masse volumique de l'eau (g cm^{-3}).

b. Teneur en eau

La teneur en eau des mottes au moment du prélèvement, exprimée en référence massique a été déterminée après séchage à l'étuve à 105 °C pendant au moins 24 heures. Les déterminations ont requis 10 à 15 mottes pour chaque horizon. Le calcul s'effectue de la manière suivante :

$$W_h = \frac{m_h - m_s}{m_s}$$

où W_h est la teneur en eau massique à une valeur donnée de potentiel matriciel ou au moment du prélèvement, m_h est la masse de l'échantillon humide à une valeur de potentiel donnée ou au moment du prélèvement et m_s est la masse séchée à 105 °C de l'échantillon. La teneur en eau s'exprime en g d'eau par g de terre sèche et correspond à la moyenne des 10 à 15 mottes utilisées.

La teneur en eau a été déterminée pour huit valeurs de potentiel matriciel : -10, -33, -100, -330, -1000, -3300, -10000 et -15000 hPa. Les déterminations ont été réalisées en utilisant des dispositifs pneumatiques (Annexe 2). Les mottes ont été disposées sur une pâte de kaolinite préalablement ressuyée à -100 hPa de manière 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. 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 heures. Sept jours sont en effet nécessaires pour que les mottes atteignent l'équilibre quels que soient le potentiel matriciel et la composition des horizons étudiés. Comme pour la détermination de la teneur en eau des mottes lors du prélèvement, chaque valeur de teneur en eau correspond à une valeur moyenne obtenue à partir de 10 à 15 mottes.

L'écart-type moyen calculé pour les teneurs en eau mesurées à -330 hPa est égal à 0,0116 g g⁻¹, c'est-à-dire que la moyenne des erreurs effectuées sur la mesure des teneurs en eau est proche de 1 % à -330 hPa (Tableau 2.2). La moyenne des erreurs effectuées sur la mesure des teneurs en eau à -15000 hPa est quant à elle, inférieure à 1 % puisque l'écart-type moyen est égal à 0,0090 g g⁻¹.

Tableau 2.2 : Ecart-types moyens associés aux mesures de densité apparente et des teneurs en eau.

<i>h</i>	$\bar{\sigma}$		
	<i>W</i> (g g ⁻¹) <i>Orléans/Montpellier</i>	<i>Da</i> (s.d.) <i>Orléans/Montpellier</i>	θ (cm ³ cm ⁻³) <i>Orléans/Montpellier</i>
prélèvement	0,0116/-	0,0162/-	0,0278* /-
-10 hPa	-/-	-	-
-33 hPa	-/0,0030	-	-
-100 hPa	-/0,0100	-	-
-330 hPa	0,0116/0,0098	0,0157/-	0,0278* /-
-1000 hPa	-/0,0084	-	-
-3300 hPa	-/0,0067	-	-
-15000 hPa	0,0090/-	0,0137/-	0,0252* /-

* Calcul réalisé à partir des échantillons d'Orléans et de la densité apparente mesurée lors du prélèvement des échantillons.

2. Protocole suivi au laboratoire INRA de Montpellier

Les échantillons sur lesquels ont porté les mesures ont été prélevés en deux temps. Un premier ensemble a été prélevé par Leenhardt (1991) et représente la plus grande partie des échantillons provenant du laboratoire de Science du Sol de l'INRA de Montpellier (298 horizons). Le second ensemble a été prélevé par Moulènes (1993) et comporte 72 horizons.

a. Densité apparente

Les mesures de densité apparente réalisées dans le cadre de l'étude de Leenhardt (1991), l'ont été *in situ* à l'aide d'un gamma-densitomètre de surface (Troxler 3411). Le principe de fonctionnement et d'utilisation de cette sonde a été décrit par Jany (1978) et

Cattan (1982). Pour permettre l'obtention de valeurs de densité apparente sèche, les mesures de densités humides fournies par le gamma-densimètre ont été complétées par des mesures gravimétriques de teneur en eau. L'étalonnage de la sonde Troxler adopté dans le cadre des mesures réalisées a été celui effectué par Cattan (1982).

Les mesures de densité apparente réalisées par Moulènes (1993) ont été quant à elles effectuées au laboratoire sur des cylindres de sol non perturbé de 190 cm³.

b. Teneur en eau

Les mesures de teneur en eau exprimées en référence massique, ont porté sur des mottes de 10 cm³ environ. Elles ont été prélevées au sein de blocs non perturbés, d'environ plusieurs milliers de cm³, collectés sur le terrain et saturés en laboratoire par réhumectation pendant un délai de 15 jours. Le procédé de saturation des blocs est lié au fait que les horizons prélevés dans le Languedoc-Roussillon atteignent rarement la capacité au champ compte tenu des conditions climatiques. La teneur en eau a été déterminée pour cinq valeurs de potentiel matriciel : -33, -100, -330, -1000 et -3300 hPa. Le dispositif utilisé est un dispositif identique à celui employé dans le cas des mesures effectuées au laboratoire d'Orléans. Le temps d'équilibrage des échantillons est de cinq jours, temps nécessaire au regard de la gamme de potentiels matriciels concernée par les mesures. Le nombre de répétitions diffère suivant la variabilité observée entre les répétitions. Il est au minimum de deux répétitions (mottes) et peut aller jusqu'à sept pour des échantillons aux caractéristiques particulières (hétérogénéité texturale, présence de cailloux). Ce nombre de répétitions n'a toutefois pas d'incidence sur la dispersion des mesures de teneur en eau puisque l'écart-type moyen calculé pour les teneurs en eau concernant les échantillons de Montpellier atteint par exemple 0,0098 g g⁻¹ à -330 hPa (Tableau 2.2).

La teneur en eau à une valeur de potentiel de -15000 hPa a été obtenue par estimation à l'aide d'une équation de régression calibrée à partir de mesures de teneurs en eau à -15000 hPa réalisées sur une sous-population de 42 échantillons représentative de la zone d'étude. L'équation qui permet d'estimer les teneurs en eau à -15000 hPa, est basée sur la teneur en argile et en sable fin des échantillons (Leenhardt, 1991).

Cette équation a été définie comme étant une équation de régression optimale, c'est-à-dire ayant le nombre de variables explicatives le plus faible, tout en étant aussi performante que les équations nécessitant la connaissance de plus de variables. Les méthodes qui ont été utilisées pour définir l'équation de régression optimale sont celle de Vereecken *et al.* (1989) qui repose sur la statistique de Fisher et celle de Webster et Mc Bratney (1989) qui repose sur le critère de Akaike.

3. Porosité prise en compte par les mesures de Densité apparente

Dans le cas des mesures de densité apparente effectuées au laboratoire, à partir de la méthode au pétrole, la porosité prise en compte relève de deux niveaux d'organisation :

- Un niveau d'organisation qui correspond à l'assemblage des éléments structuraux et aux pores d'origine biologique. Le volume des échantillons conduit à prendre en compte plusieurs éléments structuraux lorsque ces derniers sont de taille millimétrique ou une partie d'élément structural lorsqu'ils sont de taille décimétrique. Par ailleurs, ce niveau d'organisation ne permet pas de prendre en compte les pores d'assemblage d'agrégats lorsque les agrégats sont de petite taille et une très faible proportion des pores d'origine biologique.

- Un niveau d'organisation qui correspond aux assemblages texturaux, c'est-à-dire à l'assemblage de la phase argileuse avec les grains du squelette (limon et sable), d'une part et à l'assemblage des particules d'argile au sein de la phase argileuse, d'autre part.

Dans le cas des mesures effectuées à partir de cylindre (190 cm^3), la porosité prise en compte intègre de façon plus importante, par rapport à la méthode précédente, une porosité inter-agrégats et une porosité d'origine biologique.

Dans le cas des mesures réalisées à l'aide du gamma-densimètre de surface (troxler 3411), le volume de sol pris en compte dépend de la distance qui sépare la source de rayons gamma située en profondeur dans un tube, du détecteur de rayonnements situé dans le boîtier en surface. La mesure porte sur l'épaisseur de sol comprise entre la source et le détecteur et prend en compte des porosités de gammes très variées et d'origines différentes (la présence de cailloux pourra, par exemple, influencer la mesure).

Ces trois méthodes de mesure diffèrent par la taille du volume de sol pris en compte. Les deux dernières méthodes citées sont mieux adaptées pour caractériser l'ensemble de la porosité d'un horizon alors que la méthode au pétrole est plus adaptée à la caractérisation d'un niveau d'organisation inférieur à celui de l'horizon. Toutefois, les mesures effectuées sur des volumes importants ne seront pas nécessairement représentatives de l'état structural moyen de la couche de sol au sein de la parcelle ou du site étudié. En effet, l'échelle de variabilité dépasse parfois les quelques décimètres concernés par la mesure. D'autre part, une partie seulement des pores pris en compte par les mesures effectuées sur des volumes importants joue un rôle dans les propriétés de rétention aux faibles valeurs de potentiel. Cette remarque est d'autant plus importante que la mesure de la densité apparente n'est pas seulement une grandeur qui permet de passer d'une teneur en eau massique à une teneur en eau volumique. En effet, la densité apparente est aussi fortement impliquée dans l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols (Bruand *et al.*, 1996). La prise en compte de gammes de porosités proches lors des mesures de la teneur en eau et de la densité apparente devrait alors conduire à renforcer les relations qui lient ces deux grandeurs.

4. Porosité prise en compte par les mesures de teneur en eau (mottes)

Contrairement aux mesures de *Da*, les mesures de teneur en eau sont effectuées de façon identique quelle que soit la provenance des échantillons. Seul diffère, dans le cas de ces mesures, le nombre de répétitions appliqué pour chaque valeur de potentiel matriciel. La porosité prise en compte lors des mesures de teneur en eau sur mottes s'apparente à celle prise en compte lors des mesures de densité apparente à partir de la méthode au pétrole. Ce protocole de mesure, du fait du volume de l'échantillon traité, ne permet pas d'appréhender la plus large gamme de pores ou de vides qui soit. En effet, une partie des pores de rayon important n'est pas prise en compte par les mesures sur mottes (pores liés à la fissuration ou d'origine biologique) mais dont la taille ne correspond pas à la taille maximale des pores remplis d'eau concernés par les valeurs de potentiel matriciel pour lesquelles les mesures ont été effectuées. D'autre part, une gamme de pores de rayon moyen qui concerne la gamme de potentiels matriciels traitée et qui est susceptible d'être prise en compte par les mottes mais dont la représentativité ne peut être appréhendée ou assurée par l'intermédiaire des mottes. Cette dernière gamme de porosité est toutefois mieux appréhendée par l'intermédiaire du protocole mis en place au laboratoire INRA d'Orléans, du fait d'un nombre de répétitions plus élevé et donc de la prise en compte d'un volume plus important au sein des blocs prélevés.

B. Granulométrie, carbone organique, calcaire total et calcaire actif

Les échantillons destinés aux analyses en laboratoire pour la détermination des caractéristiques physico-chimiques classiques des sols sont constitués de deux façons différentes selon qu'il s'agit des sols prélevés par le laboratoire d'Orléans ou par celui de Montpellier.

En effet, les échantillons, dans le cas des prélèvements effectués par le laboratoire de Montpellier, ont été prélevés lors de campagnes de cartographie mais bien que prélevés au même moment, les analyses n'ont pas été effectuées sur les échantillons ayant fait l'objet des propriétés de rétention en eau. Dans le cas des échantillons prélevés par le laboratoire d'Orléans, les prélèvements destinés aux analyses en laboratoire sont directement issus des blocs à partir desquels ont été extraites les mottes. Ils correspondent aux fragments de petite taille produits lors de la fabrication des mottes. L'utilisation de ces différents protocoles se justifie par le fait que la variabilité spatiale des caractéristiques physico-chimiques des sols n'est pas la même qu'ils s'agissent des sols échantillonnés dans la Région Languedoc-Roussillon ou des sols prélevés dans le Bassin de Paris. En effet, les caractéristiques physico-chimiques des sols provenant du Bassin de Paris sont variables à plus courte distance que celles des sols situés dans le Languedoc-Roussillon.

Les mesures de la composition granulométrique, de teneur en carbone organique, en calcaire total et calcaire actif ont été réalisées par le laboratoire d'analyse INRA d'Arras.

L'analyse granulométrique a porté sur cinq fractions selon la classification d'Atterberg adoptée par l'Association Internationale de Science du Sol (1930) et s'est effectuée sans décarbonatation préalable des échantillons.

Le carbone organique a été dosé par la mesure du pouvoir réducteur du sol par oxydation bichromique (méthode Anne, *in* Baize, 1988) ou, en l'absence de carbonates, par analyse élémentaire après combustion.

L'analyse de la teneur en calcaire total a été effectuée à l'aide du calcimètre de Bernard et celle du calcaire actif grâce à la méthode Drouineau-Gallet (Baize, 1988).

C. Cohérence des mesures

L'inventaire des différentes méthodes de mesure met au jour non seulement des différences d'homogénéité entre les échelles auxquelles sont effectuées les mesures des propriétés de sol (W_h et Da) mais aussi des différences de localisation des prélèvements au sein du profil lorsque ceux-ci sont destinés à l'analyse des caractéristiques de constitution des sols.

En effet, toutes les propriétés mesurées au laboratoire d'Orléans portent sur des objets de dimension identique (mottes) et l'analyse des caractéristiques de constitution se rapportant à ces objets, porte sur des échantillons directement issus de l'environnement proche des mottes. La cohérence entre les échelles de mesure est donc, dans ce cas, optimisée puisque toutes les mesures se rapportent à un même volume au sein de l'horizon.

Dans le cas des mesures effectuées au laboratoire de Montpellier, les mesures de Da et de W_h concernent des volumes différents et l'analyse des caractéristiques de constitution portent sur des échantillons prélevés au même moment mais néanmoins distincts. La localisation des échantillons destinés à l'analyse des caractéristiques de constitution par rapport à celle des échantillons destinés aux mesures de Da et de W_h aura néanmoins peu d'importance compte tenu de la faible variabilité à courte distance de ces caractéristiques dans le cas des sols du Languedoc-Roussillon. Les échelles de mesure sont dans ce cas, moins cohérentes que dans le cas précédent et ne peuvent rendre compte des mêmes variabilités. Nous pouvons donc supposer que la qualité des relations entre ces variables ne sera pas la même dans le cas des variables mesurées par le laboratoire d'Orléans et celles mesurées par le laboratoire de Montpellier. Les conséquences de ces variations d'échelles seront néanmoins difficiles à évaluer puisque les variables mesurées à l'aide des différentes méthodes ne relèvent pas des mêmes gammes de variation et les sols prélevés ne présentent pas les mêmes histoires pédologiques ou n'ont pas pour origine un même type de matériau.

III. VARIABILITE DES PROPRIETES ET DES CARACTERISTIQUES DES SOLS

Le nombre d'échantillons étant différent d'une valeur de potentiel à l'autre, nous procéderons à l'analyse de la variabilité des propriétés et des caractéristiques des sols en fonction des valeurs de potentiel sélectionnées pour réaliser cette étude. Précisons que seules les mesures de teneurs en eau sont dépendantes du potentiel matriciel.

A. Variabilité des teneurs en eau massiques

L'analyse de la variabilité des teneurs en eau massiques sera abordée pour six valeurs de potentiel matriciel, c'est-à-dire pour les six valeurs communes aux deux bases de données ayant permis ce travail. Cette analyse va conditionner l'analyse des autres caractéristiques ou propriétés. Les valeurs de potentiel pour lesquelles la variabilité des teneurs en eau sera analysée sont les suivantes : -33, -100, -330, -1000, -3300 et -15000 hPa. Néanmoins, pour éviter tout biais lié à l'estimation des teneurs en eau à -15000 hPa effectuée par le laboratoire de Montpellier, seules les données des échantillons provenant du laboratoire d'Orléans seront analysées et utilisées, à cette valeur de potentiel, dans le travail qui va suivre.

Tableau 2.3 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau massiques.

<i>h</i>	W					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ g^{-1}$	$g\ g^{-1}$	%	$g\ g^{-1}$	$g\ g^{-1}$
-33	597	0,218	0,066	30,3	0,036	0,583
-100	574	0,188	0,059	31,4	0,030	0,573
-330	762	0,182	0,081	44,5	0,017	0,546
-1000	640	0,158	0,070	44,3	0,010	0,509
-3300	616	0,136	0,064	47,0	0,009	0,438
-15000	394	0,161	0,067	42,0	0,025	0,359

On note une décroissance des teneurs en eau moyennes mesurées en fonction de la diminution du potentiel matriciel (Tableau 2.3), excepté entre -3300 et -15000 hPa où l'analyse a porté uniquement sur les échantillons prélevés au laboratoire d'Orléans. Cela s'explique par le fait que ces échantillons sont plus argileux que ceux prélevés dans le Languedoc-Roussillon. Cette décroissance s'accompagne aussi d'une baisse des valeurs extrêmes mesurées pour chacun des potentiels matriciels. A l'opposé, la variabilité en termes relatifs (*CV*), au sein des différentes teneurs en eau s'accroît avec la diminution du potentiel matriciel, excepté à -15000 hPa où l'effectif est plus réduit. En effet, les valeurs des coefficients de variation (*CV*) montrent que la variabilité relative augmente de 55 % de -33 à -3300 hPa. Cette observation doit toutefois être tempérée en raison des effectifs qui sont de taille différente selon les valeurs de potentiel. Le coefficient de variation a néanmoins

l'avantage de permettre la comparaison des variabilités de plusieurs variables, mêmes si elles ne sont pas exprimées avec les mêmes unités.

En termes absolus (σ), cette variabilité s'exprime différemment en fonction du potentiel matriciel, celle-ci est plus fluctuante que la précédente et atteint son maximum à -330 hPa.

B. Variabilité de la densité apparente

Outre le fait que la densité apparente rend compte d'un point de vue global et selon l'échelle à laquelle est effectuée la mesure, d'une partie de la porosité du sol et par conséquent de l'organisation des constituants entre eux, elle est aussi une propriété indispensable pour transformer les teneurs en eau massiques en teneurs volumiques. Bien souvent d'ailleurs et nous l'avons évoqué dans le chapitre 1, l'estimation des teneurs en eau ne porte pas sur des valeurs pondérales mais sur des valeurs volumiques.

Les valeurs de Da mesurées s'échelonnent *grosso modo* de 1 à 2 quel que soit le potentiel matriciel et sont en moyenne à peine supérieures à 1,50 (Tableau 2.4). Cette valeur moyenne est liée à la part élevée d'horizons de sub-surface par rapport à ceux de surface. Les valeurs moyennes, les écarts-types et les coefficients de variation ne varient sensiblement pas d'une valeur de potentiel à l'autre, malgré des effectifs différents. La variabilité de la densité apparente est par ailleurs relativement faible au regard de celle calculée pour les teneurs en eau massiques.

Tableau 2.4 : Statistiques générales portant sur les valeurs de densité apparente.

h	Da					$Min.$	$Max.$
	n	\bar{m}	σ	CV			
hPa	-	$s.d.$	$s.d.$	%	$s.d.$	$s.d.$	
-33	597	1,53	0,17	11,1	1,03	2,02	
-100	574	1,53	0,17	11,1	1,03	2,02	
-330	762	1,52	0,17	11,2	1,00	2,02	
-1000	640	1,52	0,17	11,2	1,03	2,02	
-3300	616	1,53	0,17	11,1	1,03	2,02	
-15000	394	1,53	0,17	11,1	1,00	2,02	

C. Variabilité des teneurs en eau volumiques

La teneur en eau volumique résulte du produit de la teneur en eau massique et de la densité apparente de chaque échantillon. Les valeurs de densité apparente étant toutes supérieures à 1, les teneurs en eau volumiques sont donc plus élevées que les teneurs en eau massiques (Tableaux 2.3, 2.4 et 2.5). De même que pour les teneurs en eau massiques, les teneurs en eau volumiques moyennes décroissent lorsque le potentiel matriciel passe de -33 à -15000 hPa. La variabilité des teneurs en eau volumiques, en termes relatifs, est plus atténuée

que celle des teneurs en eau massiques mais augmente en fonction du potentiel matriciel jusqu'à -3300 hPa (Tableau 2.5).

Tableau 2.5 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau volumiques.

<i>h</i>	θ					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$cm^3 cm^{-3}$	$cm^3 cm^{-3}$	%	$cm^3 cm^{-3}$	$cm^3 cm^{-3}$
-33	597	0,326	0,077	24,6	0,066	0,620
-100	574	0,284	0,076	26,8	0,055	0,609
-330	762	0,287	0,099	34,5	0,025	0,579
-1000	640	0,237	0,091	38,4	0,015	0,530
-3300	616	0,203	0,085	41,9	0,014	0,477
-15000	394	0,237	0,081	34,2	0,043	0,392

Cette atténuation de la variabilité est sans doute liée au produit des deux propriétés lors du passage de la référence massique à la référence volumique des teneurs en eau, la variabilité des valeurs de densité apparente est en effet, bien moins élevée que celle des teneurs en eau massiques (Tableaux 2.3 et 2.4). En termes absolus (σ), la variabilité des teneurs en eau volumiques est plus élevée que celle calculée pour les teneurs en eau massiques et montre un maximum à -330 hPa, pour lequel l'effectif est le plus important.

D. Variabilité de la composition granulométrique

1. Variabilité des fractions granulométriques

Il faut garder à l'esprit que les analyses granulométriques ont porté sur des échantillons non décarbonatés et qu'un certain nombre d'échantillons, comme nous le verrons plus loin, sont carbonatés.

a. Fraction granulométrique argile

La fraction granulométrique argile, bien qu'elle ne contienne pas que des minéraux argileux, présente un intérêt particulier puisqu'elle contient en majeure partie les constituants les plus réactifs des sols et notamment vis-à-vis de l'eau. Les teneurs moyennes en argile varient entre 25 et 38 g 100g⁻¹ environ selon les échantillons concernés par les mesures de teneur en eau à chaque potentiel matriciel (Tableau 2.6).

Tableau 2.6 : Statistiques générales portant sur les teneurs en argile.

<i>h</i>	Argile 0-2 μm					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	%	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$
-33	597	26,2	14,6	55,9	0,5	82,6
-100	574	24,7	13,0	52,5	0,5	92,9
-330	762	30,4	16,6	54,6	0,5	86,7
-1000	640	27,8	15,8	56,8	0,5	92,9
-3300	616	26,8	15,0	55,8	0,5	86,7
-15000	394	38,4	17,2	44,9	7,1	92,9

Les plus fortes teneurs sont enregistrées à -330 hPa, valeur de potentiel pour laquelle la proportion d'échantillons provenant des prélèvements effectués par le laboratoire d'Orléans est la plus importante ainsi qu'à -15000 hPa, où seuls les échantillons provenant du laboratoire d'Orléans sont pris en compte. Ces plus fortes teneurs en argile dans les échantillons d'Orléans sont dues à un échantillonnage qui a laissé une large place aux sols argileux. Les valeurs maximales montrent d'ailleurs, des teneurs en argile très élevées pouvant dépasser $90 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$ pour certains potentiels. Les coefficients de variation révèlent des variabilités relativement homogènes d'un potentiel à l'autre excepté à -15000 hPa et elles sont relativement proches des variabilités enregistrées pour les teneurs en eau massiques aux plus faibles potentiels matriciels (-3300 et -15000 hPa) (Tableau 2.3). Les écarts-types montrent davantage de fluctuations entre les potentiels matriciels. A l'image des coefficients de variation, les écarts-types présentent des distributions qui semblent identiques à celles observées pour les écarts-types calculés pour les teneurs en eau. Les écarts types, sont dans les deux cas, les plus élevés à -330, -1000 et -15000 hPa et sont les plus faibles à -100 hPa.

b. Fraction granulométrique limon

La fraction granulométrique limon est une fraction qui, contrairement à la fraction granulométrique argile, ne contient tout au plus qu'une faible proportion de minéraux phylliteux. La minéralogie de cette fraction est variable suivant le matériau originel et le degré d'évolution pédologique du sol.

Les teneurs en limon sont peu variables (Tableau 2.7) aux différentes valeurs de potentiel matriciel, à l'exception du potentiel matriciel -15000 hPa, tant du point de vue des teneurs moyennes que de leurs variabilités. En effet, la teneur moyenne en limon ne varie que de quelques dixièmes de pour cent entre les différentes valeurs de potentiel et présente une variabilité tout aussi faible entre les potentiels, au regard des valeurs des écarts-types et des coefficients de variation (Tableau 2.7). La variabilité relative (*CV*) des teneurs en limon est, comme celle des teneurs en argile, approximativement du même ordre de grandeur que celle calculée pour les teneurs en eau massiques.

Tableau 2.7 : Statistiques générales portant sur les teneurs en limon.

<i>h</i>	Limon 2-50 μm					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	%	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$
-33	597	39,4	17,7	44,9	0,2	82,1
-100	574	39,8	17,9	45,0	0,2	82,1
-330	762	39,4	17,1	43,3	0,2	82,1
-1000	640	39,1	17,6	45,0	0,2	82,1
-3300	616	39,4	17,7	44,8	0,2	82,1
-15000	394	43,3	17,7	40,8	2,8	82,1

c. Fraction granulométrique sable

Cette fraction comme la précédente se compose de manière générale de minéraux directement hérités du matériau originel du sol mais dont la variabilité minérale est quant à elle liée au degré d'évolution pédogénétique.

Les résultats du tableau 2.8 montrent des teneurs moyennes en sable situées entre celles de l'argile et du limon et sont particulièrement faible à -15000 hPa. Cette teneur moyenne en sable est plus variable d'une valeur de potentiel à l'autre que celle calculée pour le limon. Les écarts-types sont quant à eux peu variables en fonction du potentiel matriciel entre -33 et -3300 hPa, d'où une variabilité relative plus fluctuante que dans le cas précédent. La variabilité observée aux différentes valeurs de potentiel matriciel, pour la fraction granulométrique sableuse est de loin la plus élevée parmi les fractions granulométriques.

Tableau 2.8 : Statistiques générales portant sur les teneurs en sable.

<i>h</i>	Sable 50-2000 μm					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	%	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$	$\text{g } 100\text{g}^{-1}$
-33	597	34,4	23,5	68,3	0,1	97,8
-100	574	35,5	23,2	65,4	0,1	97,8
-330	762	30,1	23,5	78,0	0,0	97,8
-1000	640	33,1	23,4	70,6	0,1	97,8
-3300	616	33,8	23,3	69,0	0,1	97,8
-15000	394	18,3	19,4	106,2	0,0	90,1

2. Gammes texturales couvertes

Le mode d'expression qui consiste à présenter les résultats des analyses granulométriques sous la forme de distribution de points dans un triangle de texture, permet de visualiser les gammes texturales couvertes par l'échantillonnage et d'en comparer éventuellement l'étendue avec celle couverte par les sols français contenus dans la base de données DONESOL (Bornand *et al.*, 1994 ; Jamagne *et al.*, 1995). Cette base de données

élaborée en collaboration avec plusieurs Unités INRA, permet de structurer de façon rationnelle les connaissances sur la couverture pédologique de la France. Les données pédologiques sont structurées informatiquement et la structure qui sert à caractériser les unités cartographiques, c'est-à-dire la variabilité spatiale des sols (DONESOL) complète celle déjà existante (STIPA) pour les données stationnelles (profils de sols). Une extraction de la composition granulométrique de 12822 horizons de sols de la base de données DONESOL, nous a permis de comparer les gammes texturales couvertes par notre jeu de données à celles des horizons provenant de DONESOL. Le mode de représentation basé sur un triangle de texture a aussi l'avantage, en fonction du système de classification choisi, d'identifier les classes de texture les plus représentées (Figures 2.3 et 2.4).

Le système de classification choisi initialement pour représenter la répartition des échantillons selon les différentes classes de texture était celui défini par la FAO (1994). Le choix de ce système s'imposait par son caractère universel au sein de la communauté internationale. Néanmoins, l'utilisation de ce triangle de texture posait un problème lié à la non concordance des limites granulométriques entre celles définies dans le cadre de nos mesures et celles issues des directives de la FAO (1994). En effet, dans ce cas, la limite de taille de particules entre les classes granulométriques limon et sable est fixée à 63 μm , alors que dans le cas des analyses granulométriques effectuées au laboratoire d'Arras, la limite de taille entre ces deux classes granulométriques se situe à 50 μm (Système International). Nous avons, par conséquent, choisi d'utiliser un triangle de texture largement utilisé dans le monde et pour lequel la limite limon-sable correspond bien à 50 μm .

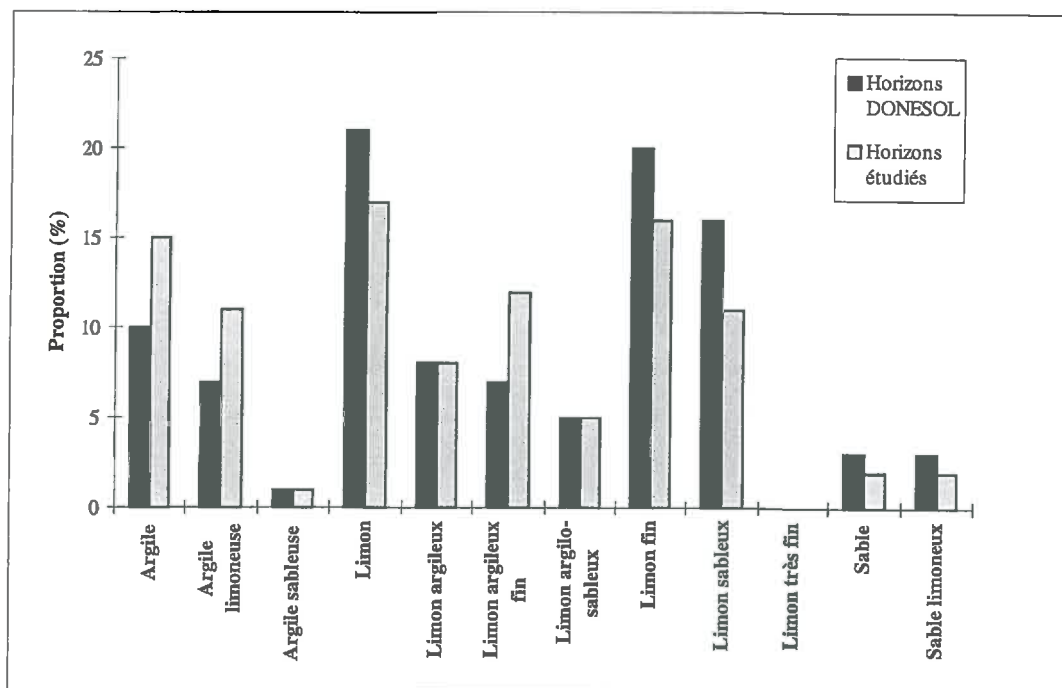


Figure 2.3 : Comparaison de la répartition granulométrique des horizons selon les classes texturales de l'USDA.

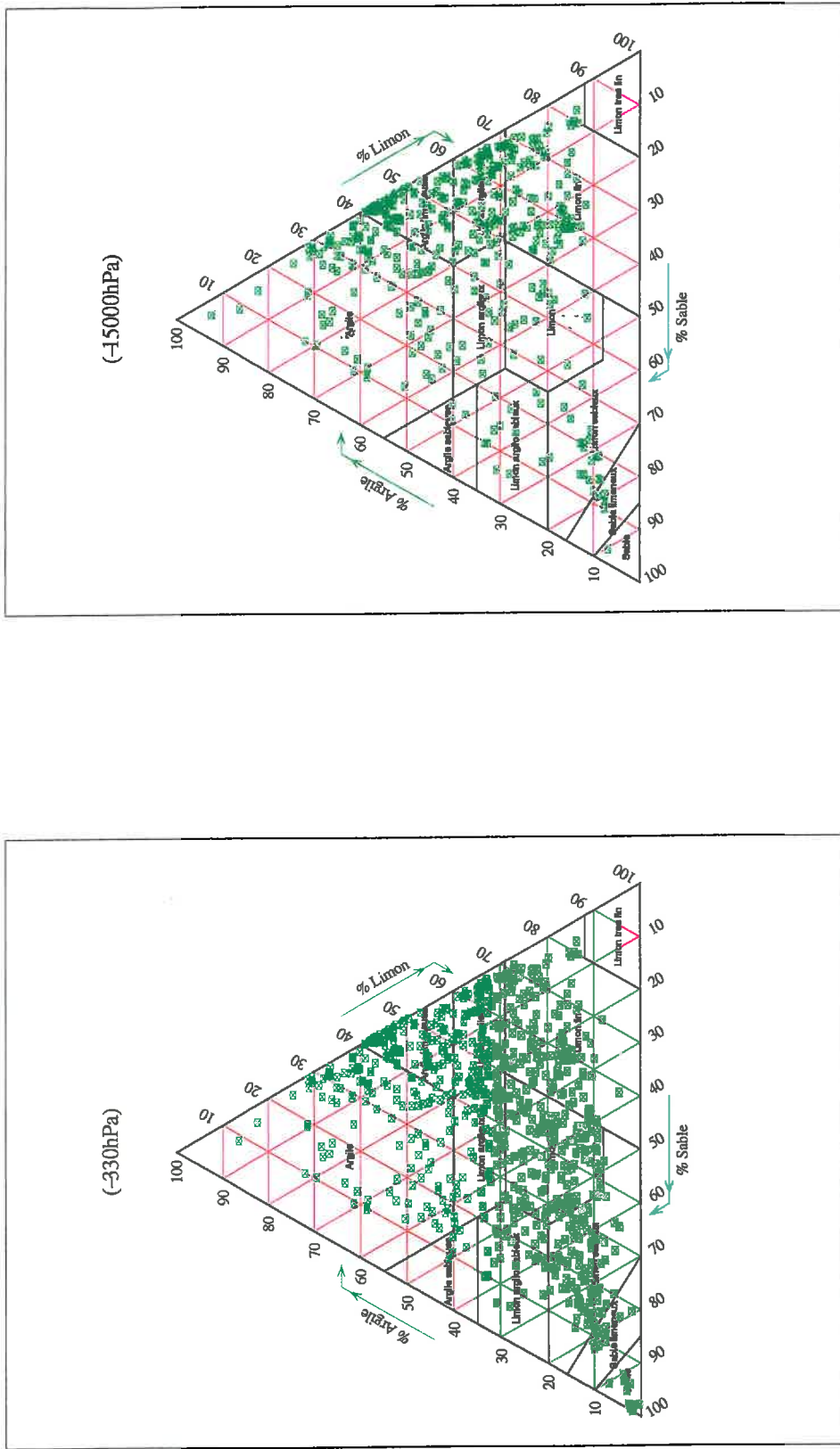


Figure 2.4 : Répartition texturale des horizons ($n_{330 \text{ hPa}} = 762$ et $n_{15000 \text{ hPa}} = 394$) selon le triangle de texture de l'USDA (1951).

Le triangle de texture choisi est le triangle américain de l'USDA (1951) (Figure 2.4). La figure 2.4 montre la répartition des textures des horizons étudiés représentant les effectifs de tailles extrêmes ($n = 394$ et $n = 762$).

Dans la figure 2.3, nous avons représenté les répartitions des horizons étudiés ($n = 762$) et ceux obtenus à partir de la base de données DONESOL ($n = 12822$) selon les classes texturales de l'USDA, ceci afin de comparer les distributions des proportions de chacune des classes de texture. Cette représentation montre :

- Une représentation similaire entre les deux sources de données, des classes « argile sableuse », « Limon argileux », « Limon argilo-sableux ».
- Une sur-représentation des horizons de texture « Argile », « Argile limoneuse », « Limon argileux fin » appartenant à notre jeu de données par rapport aux horizons issus de DONESOL.
- Une sous-représentation des horizons de texture « Limon », « Limon fin », « Limon sableux », « Sable » et « Sable limoneux ».

Nous pouvons donc noter une assez bonne correspondance de la répartition granulométrique des horizons étudiés par rapport à ceux contenus dans la base de données DONESOL.

Cependant, un test statistique du χ^2 mené sur la comparaison des deux distributions, s'est avéré significatif ($\alpha = 0,05$) et a mis en évidence des différences entre la distribution des classes texturales des horizons étudiés et celle des horizons issus de DONESOL.

Les textures des horizons étudiés ne sont donc pas totalement représentatives des textures correspondant aux horizons des sols français, notamment du point de vue des textures argileuses et limono-sableuses. Ces différences sont néanmoins à tempérer car la significativité du test du χ^2 est en grande partie dûe à la différence en termes d'effectif des deux bases de données. Dans le cadre d'un élargissement de la base de données à l'ensemble des horizons de sols représentatifs du territoire français, il faudra privilégier les prélèvements d'horizons limoneux et sableux.

E. Variabilité de la teneur en carbone organique

La répartition du carbone organique dans le sol est très hétérogène par rapport à celle de la matière minérale. En effet de manière générale, cette répartition, à l'échelle du profil, est très fortement liée à la profondeur et décroît systématiquement avec celle-ci. Cette décroissance dépend elle-même du mode d'occupation du sol puisque la teneur en carbone organique des sols non cultivés diminue très rapidement avec la profondeur. Dans le cas des sols cultivés, la teneur en carbone organique est sensiblement homogène sur l'épaisseur travaillée du sol.

Dans le cadre de nos travaux, les prélèvements ont concerné en grande majorité des sols cultivés et ont privilégié les horizons sous-jacents aux horizons de surface. Cet échantillonnage devrait conduire, à l'échelle du profil, à atténuer la variabilité de cette caractéristique fortement liée à la profondeur et au mode d'occupation du sol. Les teneurs en carbone organique de nos échantillons présentent néanmoins une variabilité élevée, notamment au sein des ensembles d'horizons étudiés à -330 et -15000 hPa où le coefficient de variation est proche de 100 % (Tableau 2.9). Toutefois, les teneurs moyennes en carbone organique proches de 6 g kg⁻¹ attestent de la forte proportion d'échantillons provenant d'horizons sous-jacents à ceux de surface.

Tableau 2.9 : Statistiques générales portant sur les teneurs en carbone organique.

<i>h</i>	CO					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	CV	Min.	Max.
<i>hPa</i>	-	g kg ⁻¹	g kg ⁻¹	%	g kg ⁻¹	g kg ⁻¹
-33	597	5,9	3,8	64,4	0,4	26,6
-100	574	5,8	3,8	65,5	0,4	26,6
-330	762	6,2	5,6	90,3	0,4	68,2
-1000	640	5,9	3,9	66,1	0,4	28,0
-3300	616	5,8	3,8	65,5	0,4	26,6
-15000	394	6,4	7,0	109,4	0,4	68,2

F. Variabilité des teneurs en calcaire

1. Calcaire total

L'examen des résultats du tableau 2.10 permet d'observer, pour l'ensemble des valeurs de potentiel matriciel, des teneurs moyennes en calcaire total relativement élevées puisqu'elles sont toutes supérieures à 10 g 100g⁻¹, à l'exception de celle calculée pour les horizons étudiés à -15000 hPa. Néanmoins ces résultats ne prennent pas en compte la totalité des échantillons contenus dans la base de données² et représentent, selon la valeur du potentiel, entre 70 et 80 % de l'ensemble des individus. Ces résultats ne sont donc pas représentatifs de la totalité des données utilisées. Les écarts-types et les coefficients de variation témoignent d'une variabilité élevée de la teneur en calcaire total des horizons. Elle est, en effet bien supérieure à celle calculée pour les teneurs en eau ou même les différentes fractions granulométriques (Tableaux 2.3, 2.5 et Tableaux 2.6 à 2.8).

² Tous les horizons contenus dans la base de données ne sont pas renseignés en calcaire total.

Tableau 2.10 : Statistiques générales portant sur les teneurs en calcaire total.

<i>h</i>	Calcaire total					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	444	14,0	18,9	134,9	0,0	98,2
-100	421	15,5	20,1	129,5	0,0	98,2
-330	609	12,0	18,2	151,7	0,0	98,2
-1000	487	13,0	18,8	144,2	0,0	98,2
-3300	463	13,6	19,1	139,7	0,0	98,2
-15000	394	6,1	16,9	278,9	0,0	98,2

Les résultats du tableau 2.10 étant trop globaux pour que l'on puisse apprécier la répartition réelle des échantillons selon leur teneur en calcaire, nous nous sommes attachés à établir celle-ci en fonction des limites proposées par le GEPPA (Baize, 1988). Ces limites sont accompagnées d'appréciations permettant d'affirmer par exemple, qu'un horizon est non calcaire pour des teneurs en calcaire total inférieures à $1\ g\ 100g^{-1}$ ou alors excessivement calcaire pour des teneurs en calcaire total supérieures à $80\ g\ 100g^{-1}$.

Les résultats nous montrent, que sur l'ensemble des horizons pour lesquels ont été effectuées les mesures de calcaire total, 40 à 50 % des horizons sont non calcaires mais qu'il y en a presque autant qui sont modérément ou fortement calcaires (Tableau 2.11).

Tableau 2.11 : Répartition des échantillons selon leur teneur en calcaire total.

<i>h (hPa)</i>	Calcaire total ($g\ 100g^{-1}$)					
	%					
	< 1	[1-5[[5-25[[25-50[[50-80[≥ 80
-33	46,4	5,2	24,3	19,6	3,4	1,1
-100	42,5	5,5	25,7	20,9	3,6	1,9
-330	51,6	4,4	25,5	14,6	2,5	1,5
-1000	50,7	4,7	22,2	18,1	3,1	1,2
-3300	48,6	5,0	23,1	18,8	3,2	1,3
-15000	76,6	3,0	14,0	2,8	1,3	2,3

Les plus fortement calcaires représentent par contre, moins de 5 % des horizons renseignés en calcaire total (colonnes [50-80[et ≥ 80 du tableau 2.11). Les échantillons concernés par les mesures effectuées à -15000 hPa sont, quant à eux, en grande majorité non calcaires.

2. Calcaire actif

La teneur en calcaire actif va nous permettre de mieux cerner la répartition granulométrique des constituants carbonatés. En effet, Callot et Dupuis (1980), ont montré que la plus grande proportion de calcaire actif contenu dans les sols se trouvait dans les

classes granulométrique des limons. Néanmoins, cette répartition granulométrique peut fluctuer d'un sol carbonaté à l'autre et reste encore une information globale.

Tableau 2.12 : Statistiques générales portant sur les teneurs en calcaire actif.

<i>h</i>	Calcaire actif					
	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	281	2,3	4,2	183,5	0,0	15,8
-100	253	2,6	4,4	171,9	0,0	15,8
-330	383	1,7	3,8	223,1	0,0	15,8
-1000	319	2,0	4,0	199,5	0,0	15,8
-3300	299	2,2	4,1	191,2	0,0	15,8
-15000	-*	-	-	-	-	-

*Teneur en calcaire actif non mesurée

Les teneurs moyennes en calcaire actif sont faibles mais ces teneurs présentent de très fortes variabilités pour chacune des valeurs de potentiel matriciel concernées par les mesures (Tableau 2.12). Cette variabilité est plus forte que celle que l'on pouvait enregistrer pour les teneurs en calcaire total et beaucoup plus forte que celle calculée pour les teneurs en eau, la densité apparente ou les différentes fractions granulométriques (Tableaux 2.3 à 2.8).

IV. CONCLUSION

L'inventaire des méthodes de mesure a montré que les mesures de rétention en eau ont été effectuées sur des échantillons de même taille entre les laboratoires INRA d'Orléans et de Montpellier et il s'agit dans les deux cas, d'échantillons à structure naturelle conservée. Les différences dans le protocole de réhumectation peuvent être en revanche, à l'origine de différences pour les teneurs en eau mesurées à des valeurs de potentiel matriciel les plus élevées (phénomènes d'hystérésis ou de gonflement élevé pour les échantillons argileux), mais il ne nous est pas possible d'en apprécier l'importance.

L'inventaire des méthodes de mesure a aussi mis en évidence des différences à propos des mesures de densité apparente. Les volumes pris en compte diffèrent, en effet, d'une méthode à l'autre pour les échantillons provenant du laboratoire INRA de Montpellier (gamma-densitomètre de surface et cylindre de 190 cm³). Les mesures effectuées au laboratoire INRA d'Orléans l'ont été sur des volumes plus petits puisqu'il s'agissait de mottes de dimension centimétrique. De telles différences sont sans conséquence pour les teneurs en eau massiques et restent difficiles à appréhender pour les teneurs en eau volumiques.

Les caractéristiques de constitution ont été mesurées par le laboratoire d'analyse INRA d'Arras quelle que soit la provenance des horizons. En revanche, les analyses ont été réalisées sur des « parties aliquotes » au laboratoire INRA d'Orléans et sur des prélèvements effectués « à côté » de ceux ayant été utilisés pour les mesures de rétention en eau, au laboratoire INRA de Montpellier. Ces modes opératoires sont néanmoins en accord avec la variabilité spatiale

des caractéristiques physico-chimiques rencontrée dans les sols étudiés et ne devraient pas avoir d'incidence sur les relations qui pourront être établies entre les propriétés de rétention en eau et les caractéristiques de constitution des sols.

Les sols sont développés à partir de matériaux couvrant une large gamme de formations sédimentaires. Les sols développés à partir des roches volcaniques et cristallines ne sont, par conséquent, pas représentés dans cette étude.

Les horizons prélevés dans ces sols sont calcaires pour plus de la moitié d'entre eux. Ces horizons calcaires proviennent principalement des sols du Languedoc-Roussillon qui sont pour la plupart des Calcossols ou sols bruns calcaires développés à partir de matériaux carbonatés (calcaires marneux, marnes, grès calcaires...). La plupart des horizons ont été prélevés entre 0,2 et 1 mètre de profondeur (75% des horizons). Les horizons E, B et C sont donc les plus représentés, au détriment des horizons A.

Enfin, si nous nous plaçons dans un cadre national, nous pouvons constater que les gammes texturales des horizons prélevés sont en grande partie représentatives des gammes texturales couvertes par les horizons des sols français renseignant la base de données DONESOL. Nous notons néanmoins un déficit de représentation des classes « limon », « limon fin » et « limon sableux ».

Chapitre 3

EVALUATION DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT EXISTANTES

Le premier chapitre de ce travail nous a conduit à faire un inventaire relativement exhaustif des FPT existantes. Un grand nombre de fonctions de pédotransfert ont été décrites et cette analyse a révélé une grande diversité des approches mises en place pour estimer les propriétés de rétention en eau des sols.

Malgré ce nombre élevé de FPT, peu de travaux ont cherché à évaluer l'aptitude des FPT à estimer de façon satisfaisante les teneurs en eau des sols. Les travaux qui se sont attachés à évaluer l'efficacité de FPT n'ont bien souvent pas dépassé le stade du constat global concernant la justesse et la précision des estimations d'un échantillon test (Williams *et al.*, 1992 ; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993 ; Kern, 1995).

Dans ce qui va suivre, nous allons procéder à l'évaluation d'un certain nombre de FPT au moyen de critères statistiques globaux et plus spécifiques. La combinaison de ces deux types de critères devrait nous permettre d'évaluer et d'analyser de façon fine les performances obtenues par les différentes FPT sélectionnées. L'échantillon test se compose de l'ensemble des horizons prélevés et étudiés par les laboratoires INRA d'Orléans et de Montpellier et qui a été décrit dans le chapitre précédent.

I. FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT SELECTIONNEES

Les FPT sélectionnées permettent, soit d'estimer la teneur en eau des sols à des valeurs particulières de potentiel, soit d'estimer de façon continue la teneur en eau des sols à l'aide d'une fonction paramétrée. Pour ces dernières, les FPT portent sur les paramètres des fonctions mathématiques.

Les FPT représentatives du sous-ensemble basé sur des approches à fondements physiques des propriétés de rétention en eau des sols ne seront pas intégrées à cette évaluation car celles-ci sont le plus souvent établies pour des types de sols particuliers.

A. Choix des fonctions de pédotransfert et des valeurs de potentiel matriciel

Le choix des FPT s'est effectué en prenant en considération plusieurs aspects. Le premier aspect qui a motivé le choix des FPT a été celui se rapportant à leur apparition fréquente dans la littérature.

Tableau 3.1 : Caractéristiques des horizons utilisés pour établir les fonctions de pédotransfert (données issues des publications).

FPT	<i>n</i>	Argile (0-2) [#] g 100g ⁻¹	Limon (2-50) g 100g ⁻¹	Sable (50-2000) g 100g ⁻¹	Carbone organique g kg ⁻¹	Densité apparente s.d.
Renger (1971)	450	- [*] (0-71) ^{**}	- [§] -	- -	- (0-140) ^{MO}	- -
Hall <i>et al.</i> (1977)	825	- (0-91)	- -	- -	- -	- (0,6-1,8)
Gupta & Larson (1979)	43 ^{MSS}	- (0-65)	- (1-72)	- (5-98)	- (0-230) ^{MO}	- (0,74-1,74)
Rawls <i>et al.</i> (1982)	2541	18 (0,1-94)	26 (0,1-93)	56 (0,1-99)	6,6 ^{MO} (1-125) ^{MO}	1,42 (0,1-2,09)
Cosby <i>et al.</i> (1984)	1448	- (3-58)	- (5-70)	- (6-92)	- -	- -
Vereecken <i>et al.</i> (1989)	182	11/9 ^{***} (0-54,5)	37/28 (0-81)	52/33 (5,5-98)	10,3/19,6 (0,1-66)	1,47/0,12 (1,04-1,83)

[#]Taille des particules en μm , ^{*}Valeur moyenne, ^{**}Valeurs minimale et maximale, ^{***} Moyenne et écart-type associé, [§]Données non précisées, MO : Teneur en matière organique (g kg⁻¹), MSS : Mélanges de sédiments et de sols.

En effet, un certain nombre d'entre elles ont fait date dans l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols et nous voulions en quelque sorte tester la légitimité de ces FPT lorsqu'elles sont utilisées pour des sols français.

Les autres aspects pris en considération ont aussi une grande importance puisqu'ils portent à la fois sur la nature ou l'origine géographique des sols à partir desquels les FPT ont été développées et sur un certain nombre d'originalités déployées pour tenter d'améliorer l'estimation des teneurs en eau. Une présentation détaillée de ces FPT sera effectuée au cours des paragraphes suivants.

Les valeurs de potentiel matriciel sélectionnées pour juger de la qualité de l'estimation ont aussi contribué à limiter le choix des FPT puisque celles qui permettent l'estimation ponctuelle des teneurs en eau ne le permettent qu'à des valeurs de potentiel particulières. Trois valeurs de potentiel (-100, -330 et -15000 hPa) ont été retenues pour réaliser ce travail d'évaluation. Ces valeurs de potentiel ont été sélectionnées car elles sont représentatives de domaines de porosité contrastés dont la connaissance se révèle souvent indispensable pour appréhender de façon satisfaisante les propriétés de rétention en eau dans une large gamme de teneur en eau.

En effet, la gamme de pores dont le diamètre équivalent est compris entre 30 et 10 μm et qui correspondent respectivement, à des potentiels matriciels de -100 et -330 hPa, a des

distributions dont l'importance est capitale vis-à-vis de la dynamique de l'eau et de l'air dans les sols. D'autre part, le potentiel matriciel de -15000 hPa correspond à une valeur de potentiel à partir de laquelle l'eau n'est plus accessible à une majorité des plantes cultivées et que l'on appelle « point de flétrissement permanent ».

Les FPT permettant l'estimation de teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel qui ont été retenues sont celles qui ont été développées par Renger (1971), Hall *et al.* (1977), Gupta et Larson (1979) et Rawls *et al.* (1982).

Celles permettant l'estimation continue des teneurs en eau sont représentées par les FPT développées par Cosby *et al.* (1984) qui permettent d'estimer les paramètres du modèle de Campbell (1974) et par les FPT développées par Vereecken *et al.* (1989) qui permettent d'estimer les paramètres du modèle de van Genuchten (1980).

L'évaluation de ces dernières FPT à des valeurs de potentiel matriciel particulières ne permet pas de les juger pleinement et notamment de juger leur capacité à rendre compte de l'ensemble de la courbe de rétention en eau.

B. Données de calibration des fonctions de pédotransfert

Les FPT sélectionnées ont été établies à partir de jeux de données dont la taille et la composition diffèrent grandement d'un jeu de données à l'autre (Tableau 3.1). Ainsi, le développement des FPT de Rawls *et al.* (1982) et de Cosby *et al.* (1984) ont nécessité l'utilisation de données renseignant plusieurs milliers d'horizons alors que Vereecken *et al.* (1989) se sont contentés d'informations se rapportant à 182 horizons de sols.

Le développement des FPT de Gupta et Larson (1979) a porté sur un nombre d'individus encore plus restreint dont la particularité réside dans l'utilisation d'échantillons de sol artificiels, fruit d'un mélange d'horizons de sols de surface et de sédiments. L'étude des propriétés de rétention en eau de ces mélanges s'inscrivait alors dans une thématique traitant de la culture sous serre (Gupta *et al.*, 1978).

Ces derniers matériaux se distinguent donc des autres matériaux utilisés pour développer des FPT, par leur caractère remanié. Cette particularité va d'ailleurs permettre, dans le travail qui suit, de tester l'incidence que peut avoir une telle pratique sur la qualité de l'estimation des teneurs en eau aux différentes valeurs de potentiel matriciel choisies. D'autre part, un doute subsiste à propos de la nature des matériaux utilisés par Rawls *et al.* (1982) dans le développement de leurs FPT. En effet, ils se sont servis de données provenant de nombreux états des Etats-Unis sans que le caractère remanié ou non des échantillons soit explicité et il est fort probable qu'un certain nombre d'entre eux aient été remaniés.

1. Origine des sols utilisés pour établir les fonctions de pédotransfert

Les sols utilisés pour développer les FPT sélectionnées ont aussi des origines très différentes. Les FPT développées par Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) et Gupta et

Larson (1979) ont porté sur des sols du continent Nord-américain alors que les autres FPT concernent des sols d'Europe. L'information concernant la nature des sols, telle que l'on peut l'apprécier au travers des publications sont absentes dans le cas des FPT développées pour des sols provenant des Etats-Unis et très succinctes pour les sols européens.

Les sols qui ont permis le développement des FPT de Renger (1971) sont dans leur grande majorité des sols hydromorphes, des sols de marais et dans une moindre mesure des sols bruns qui proviennent tous d'Allemagne. Ceux utilisés par Hall *et al.* (1977) proviennent en grande partie du centre de la Grande-Bretagne et correspondent pour la plupart à des sols hydromorphes (Stagnogley et Gley) qui sont toutefois représentatifs des sols de Grande-Bretagne. Quant aux sols ayant permis le développement des FPT de Vereecken *et al.* (1989), ils sont situés en Belgique au nord des rivières Sambre et Meuse. Les travaux de Vereecken *et al.* (1989) ne comportent aucune information sur le type de sol utilisé pour développer leurs FPT.

2. Caractéristiques des horizons utilisés pour établir des fonctions de pédotransfert

Les informations se rapportant aux caractéristiques des horizons utilisés pour établir les FPT sont elles aussi très limitées pour la plupart des FPT proposées dans la littérature, et en particulier pour celles que nous avons sélectionnées.

En effet, pour les FPT de Renger (1971), Hall *et al.* (1977), Gupta et Larson (1979) et Cosby *et al.* (1984), seules sont mentionnées les valeurs extrêmes des variables prédictives (Tableau 3.1). Pour celles développées par Rawls *et al.* (1982), apparaissent, en plus des valeurs extrêmes des variables prédictives, les valeurs moyennes. Enfin, en ce qui concerne les horizons analysés par Vereecken *et al.* (1989), nous disposons de statistiques générales plutôt complètes, à savoir les valeurs minimales et maximales, les valeurs moyennes et les écarts-types des différentes variables prédictives employées pour estimer les teneurs en eau. Compte tenu de ces imprécisions, il sera difficile de discuter et de comparer de façon précise les gammes de variation des variables prédictives pour lesquelles les FPT ont été établies.

Les résultats du tableau 3.1 nous montrent néanmoins que les compositions granulométriques des horizons qui ont permis l'établissement des FPT de Rawls *et al.* (1982) et de Vereecken *et al.* (1989) sont plutôt à dominante sableuse. Une observation similaire peut être faite pour les horizons utilisés par Cosby *et al.* (1984), d'une part parce que la gamme de variation des teneurs en sable est beaucoup plus large que celle des autres classes granulométriques et d'autre part, parce que ces auteurs ont utilisé une partie des données collectées par Rawls *et al.* (1982) pour établir leurs FPT. Il semble aussi que les mélanges utilisés par Gupta et Larson (1979) soient sableux, au vu des gammes de variation des trois classes granulométriques (Tableau 3.1).

Pour les horizons utilisés pour établir les FPT de Renger (1971) et de Hall *et al.* (1977), les informations concernant la composition granulométrique est trop limitée pour

apprécier la gamme de variation de composition granulométrique des horizons utilisés pour aboutir à ces FPT.

Les teneurs en carbone ou en matière organique des horizons utilisés pour établir les FPT de Rawls *et al.* (1982) et de Vereecken *et al.* (1989) montrent globalement les mêmes valeurs extrêmes ; néanmoins leurs valeurs moyennes diffèrent de façon importante d'une FPT à l'autre (Tableau 3.1). La gamme de variation des teneurs en matière organique des horizons utilisés par Renger (1971) est sensiblement la même que celle des horizons utilisés par Rawls *et al.* (1982). Celle des horizons ayant servi pour établir les FPT de Gupta et Larson (1979) se montre la plus large en terme de valeurs extrêmes. Malgré l'absence de renseignements à propos des teneurs en carbone organique des sols utilisés par Hall *et al.* (1977), les valeurs de *Da* nous laissent à penser que celles-ci sont sans doute pour partie élevées. En effet, la valeur minimale de *Da* est largement inférieure à 1, rendant ainsi probable l'utilisation d'horizons fortement organiques pour établir ces FPT.

Les valeurs de densité apparente couvrent une gamme de valeurs extrêmement vaste pour les horizons utilisés par Rawls *et al.* (1982). Les valeurs minimales sont en particulier très inhabituelles (Tableau 3.1). En effet, nous pouvons nous interroger sur la nature des sols avec de telles valeurs de *Da*. La valeur moyenne semble cependant correspondre à des valeurs de *Da* plutôt courantes. Les valeurs de densité apparente correspondant aux mélanges utilisés par Gupta et Larson (1979) montrent aussi une valeur minimale assez faible. Elle est néanmoins cohérente avec des valeurs de densité apparente de support de culture sous serre.

Les valeurs de densité apparente des horizons utilisés par Vereecken *et al.* (1989) présentent quant à elles, la plus faible variabilité rencontrée pour cette variable. Elles sont néanmoins encore comprises entre 1 et 2.

C. Description de la forme mathématique et des variables des fonctions de pédotransfert

La description des FPT sélectionnées va se faire en partant de celles proposées pour le potentiel le plus élevé (-100 hPa) et en allant vers celles proposées pour le potentiel le plus faible (-15000 hPa). Cette description permettra de discuter la forme des équations de régression établies et la nature des variables prédictives utilisées.

1. Fonctions de pédotransfert sélectionnées à -100 hPa

Les FPT établies par Hall *et al.* (1977) possèdent une première originalité basée sur la discrimination des horizons de surface (Topsoil, horizons A) vis-à-vis des horizons plus profonds (Subsoil, horizons E, B, C). Cette discrimination a conduit les auteurs à développer deux équations de régression (Tableau 3.2). La mise en place de ces deux équations de régression trouve sa légitimité, selon Hall *et al.* (1977), par le fait que des différences de structure très nettes s'observent entre ces deux ensembles d'horizons. Pour tenir compte de

Tableau 3.2 : Equations de régression des fonctions de pédotransfert sélectionnées à -100 hPa.

FPT	Equations de régression
Hall et al. (1977)	Topsoil $\theta_{100} = (37,47 + 0,32 Ar - 0,12 Li + 1,15 CO - 12,5 Da)/100$
	Subsoil $\theta_{100} = (27,87 + 0,41 Ar - 0,15 Li - 8,32 Da)/100$
Gupta & Larson (1979)	$\theta_{100} = 0,005018 Sa + 0,008548 Li + 0,008833 Ar + 0,004966 MO - 0,2423 Da$
Rawls et al. (1982)	Rawls-1 $\theta_{100} = 0,4118 - 0,003 Sa + 0,0023 Ar + 0,0317 MO$
Cosby et al. (1984)	$\theta = \theta_r (h_r/h)^{1/b}$ $\theta_s = (50,5 - 0,142 Sa - 0,037 Ar) / 100$ $h_r = 10^{(1,54 - 0,0095 Sa + 0,0063 Ar)}$ $b = 3,1 + 0,157 Ar - 0,003 Sa$
Vereecken et al. (1989)	$\theta = [(\theta_s - \theta_r) / (1 + (\alpha h)^n)] + \theta_r$ $\alpha = \exp(-2,486 + 0,025 Sa - 0,351 CO - 2,617 Da - 0,023 Ar)$ $n = \exp(0,053 - 0,009 Sa - 0,013 Ar + 0,00015 Sa^2)$ $\theta_s = 0,81 - 0,283 Da + 0,001 Ar$ $\theta_r = 0,015 + 0,005 Ar + 0,014 CO$
Rawls et al. (1982)	Rawls-2 $\theta_{100} = 0,4103 - 0,0031 Sa + 0,026 MO + 0,410 \theta_{15000}$
	Rawls-3 $\theta_{100} = 0,0619 - 0,0002 Sa + 0,0067 MO + 1,34 \theta_{330} - 0,510 \theta_{15000}$

θ_{100} : teneur en eau volumique à -100 hPa, Ar : teneur en argile (g 100g⁻¹), Li : teneur en limon (g 100g⁻¹),

Sa : teneur en sable (g 100g⁻¹), CO : teneur en carbone organique (g 100g⁻¹), MO : teneur en matière organique (g 100g⁻¹),

Da : densité apparente (s.d.), θ_{330} : teneur en eau volumique à -330 hPa, θ_{15000} : teneur en eau volumique à -15000 hPa.

ces différences, lors de l'estimation des teneurs en eau, l'une des possibilités était d'établir des équations de régression basées sur des coefficients et des variables prédictives différents.

La FPT développée pour estimer les teneurs en eau des horizons de surface à -100 hPa se différencie de celle développée pour les horizons E, B et C par l'emploi de la variable carbone organique (*CO*) et par un poids affecté à *Da* plus élevé (Tableau 3.2). L'ordonnée à l'origine possède aussi un poids plus élevé pour la FPT des horizons de surface que pour celle correspondant aux horizons de sub-surface. Le poids des variables renseignant la composition granulométrique se montre, quant à lui, sensiblement plus élevé pour les horizons de sub-surface.

La FPT développée par Gupta et Larson (1979) à cette même valeur de potentiel se caractérise par l'emploi conjoint de variables renseignant la constitution (*Sa*, *Li*, *Ar* et *MO*) et la structure (*Da*) des horizons. L'utilisation de variables représentatives des trois classes granulométriques semble cependant redondante, puisque la connaissance de deux de ces classes suffirait à décrire la composition granulométrique d'un horizon. Le signe positif affecté à ces trois variables est lui aussi étonnant. En effet, l'influence généralement antagoniste des granulométries fines et grossières sur la rétention en eau des sols devrait se traduire par des signes différents. Ceci étant, les valeurs des coefficients affectés à chaque variable indique que dans le cas de la FPT de Gupta et Larson (1979), les teneurs en limon et en argile ainsi que la densité apparente ont une influence prépondérante.

Les FPT établies par Rawls *et al.* (1982) se caractérisent par l'utilisation de différents niveaux d'informations pour estimer les teneurs en eau. Ils ont ainsi donné lieu à la mise en place de trois équations de régression à -100 hPa (Tableau 3.2). Une première équation de régression permet d'estimer les teneurs en eau à l'aide des seules variables de constitution (*Rawls-1*, Tableau 3.2). Les deux autres équations de régression font appel, en plus des variables se rapportant à la constitution, à des variables renseignant les teneurs en eau mesurées à -15000 et à -330 hPa (*Rawls-2* et *Rawls-3*, Tableau 3.2). Ces deux dernières équations, nécessitant des informations qui s'écartent du cadre strict fixé par le concept de FPT, seront considérées à part dans l'analyse qui va suivre.

Concernant cette fois la nature des estimateurs, les FPT de Rawls *et al.* (1982) montrent, par rapport à la FPT développée par Gupta et Larson (1979), un poids de *MO* nettement plus important que celui affecté aux variables renseignant la composition granulométrique. D'autre part, les signes opposés attribués aux coefficients se rapportant à *Sa* et *Ar* montrent que dans ce cas, l'influence des éléments grossiers et fins n'est pas additive comme pour la FPT de Gupta et Larson (1979) mais plutôt antagoniste.

Enfin pour les FPT dénommées *Rawls-2* et *Rawls-3* nous pouvons noter, malgré des gammes de variation très différentes, l'influence très importante attribuée aux variables liées aux teneurs en eau mesurées à -15000 et -330 hPa par rapport à *Sa* et *MO*.

Compte tenu de l'approche suivie pour établir leurs FPT, l'influence des variables prédictives utilisées par Cosby *et al.* (1984) tout comme celle des variables utilisées par

Vereecken *et al.* (1989) sera sans doute moins évidente à cerner que pour les précédentes FPT. En effet, il ne s'agit plus comme précédemment d'une seule FPT mais de plusieurs permettant d'estimer les paramètres d'une fonction mathématique. Le rôle de ces paramètres est plus ou moins déterminant selon le modèle mathématique utilisé pour représenter l'évolution conjointe des teneurs en eau et des valeurs de potentiel matriciel (Tableau 3.2). Cette influence est d'autant plus difficile à cerner que certains des paramètres n'ont pas de signification physique réelle.

Néanmoins, nous relevons que la nature de l'information nécessaire aux FPT de Cosby *et al.* (1984) est plus limitée que celle nécessaire pour celles développées par Vereecken *et al.* (1989). Les premières nécessitent la connaissance de variables liées uniquement à la composition granulométrique alors que les secondes font appel, en plus des variables liées à la composition granulométrique, à *CO* et *Da*.

Enfin, il est important de garder à l'esprit que ces FPT ont une structure figée par rapport aux FPT décrites plus haut. En effet, le choix et le poids des variables utilisées pour ces FPT sont constants d'une valeur de potentiel à l'autre.

2. Fonctions de pédotransfert sélectionnées à -330 hPa

Les FPT développées par Hall *et al.* (1977) ne permettent pas l'estimation des teneurs en eau à -330 hPa mais à -400 hPa. Elles n'ont par conséquent pas été retenues pour l'évaluation des FPT concernant cette valeur de potentiel.

En revanche, il nous a semblé opportun d'intégrer à cette évaluation, malgré une valeur de potentiel légèrement supérieure à celle fixée pour ce test, les FPT établies par Renger (1971). Celles-ci ont été développées pour permettre l'estimation des teneurs en eau à -300 hPa et se distinguent des autres FPT par une influence variable des caractéristiques de constitution (*Ar* et *Li*) en fonction des valeurs de compacité (*packing density*) des horizons (Chapitre 1). Les trois FPT qui en résultent, se différencient surtout les unes par rapport aux autres par la valeur de l'ordonnée à l'origine (Tableau 3.3). Le poids de celle-ci est plutôt élevé pour les horizons possédant une faible compacité et plutôt faible pour les horizons de compacité supérieure. Le poids de la teneur en argile est par ailleurs prépondérant par rapport à celui de la teneur en limon quelle que soit la compacité.

La FPT proposée par Gupta et Larson (1979) à -330 hPa, utilise les mêmes variables prédictives que précédemment mais avec des poids respectifs inférieurs, excepté pour *Ar* (Tableau 3.3). Les variables *MO* et *Da* ont, en effet, un poids nettement inférieur ; c'est aussi le cas mais dans une moindre mesure pour *Sa* et *Li* (Tableaux 3.2 et 3.3).

Les FPT de Rawls *et al.* (1982) ne sont plus, à cette valeur de potentiel, qu'au nombre de deux. La première dénommée *Rawls-1* nécessite les mêmes variables de constitution qu'à -100 hPa. La seconde fait appel quant à elle, en plus de ces variables de constitution, à la teneur en eau volumique mesurée à -15000 hPa (Tableau 3.3). Ces FPT se distinguent des FPT établies à -100 hPa, par de plus faibles coefficients affectés aux variables *Sa* et *MO* et

Tableau 3.3 : Equations de régression des fonctions de pédotransfert sélectionnées à -330 hPa.

FPT	Equations de régression	
Renger (1971)	$PD \geq 1,75$	$\theta_{300} = (12 + 0,45 Ar + 0,14 Li)/100$
	$1,4 \leq PD < 1,75$	$\theta_{300} = (12,5 + 0,57 Ar + 0,14 Li)/100$
	$PD < 1,4$	$\theta_{300} = (20 + 0,52 Ar + 0,08 Li)/100$
Gupta & Larson (1979)		$\theta_{330} = 0,003075 Sa + 0,005886 Li + 0,008039 Ar + 0,002208 MO - 0,1434 Da$
Rawls et al. (1982)	<i>Rawls-1</i>	$\theta_{330} = 0,2576 - 0,002 Sa + 0,0036 Ar + 0,0299 MO$
Cosby et al. (1984)		$\theta = \theta_s (h_s / h)^{1/b}$ $\theta_s = (50,5 - 0,142 Sa - 0,037 Ar) / 100$ $h_s = 10^{(1,54 - 0,0095 Sa + 0,0063 Li)}$ $b = 3,1 + 0,157 Ar - 0,003 Sa$
Vereecken et al. (1989)		$\theta = [(\theta_s - \theta_r) / (1 + (cah)^n)] + \theta_r$ $\theta_s = 0,81 - 0,283 Da + 0,001 Ar$ $\theta_r = 0,015 + 0,005 Ar + 0,014 CO$ $\alpha = \exp(-2,486 + 0,025 Sa - 0,351 CO - 2,617 Da - 0,023 Ar)$ $n = \exp(0,053 - 0,009 Sa - 0,013 Ar + 0,00015 Sa^2)$
Rawls et al. (1982)	<i>Rawls-2</i>	$\theta_{330} = 0,2391 - 0,0019 Sa + 0,021 MO + 0,720 \theta_{15000}$

θ_{330} : teneur en eau volumique à -330 hPa, Ar : teneur en argile (g 100g⁻¹), Li : teneur en limon (g 100g⁻¹),

Sa : teneur en sable (g 100g⁻¹), CO : teneur en carbone organique (g 100g⁻¹), MO : teneur en matière organique (g 100g⁻¹),

Da : densité apparente (s.d.), θ_{15000} : teneur en eau volumique à -15000 hPa, PD : packing density (compacité) = Da + 0,009 Ar.

surtout par une diminution importante de l'ordonnée à l'origine, les valeurs des coefficients des variables Ar et θ_{15000} sont en revanche nettement plus élevées (Tableaux 3.2 et 3.3).

3. Fonctions de pédotransfert sélectionnées à -15000 hPa

Les FPT sélectionnées pour -15000 hPa sont très différentes par rapport à celles développées pour -100 et -330 hPa (Tableaux 3.2, 3.3 et 3.4).

Renger (1971) ne fait plus intervenir la *packing density*, ce qui le conduit à estimer les teneurs en eau à -15000 hPa à l'aide d'une seule FPT nécessitant la connaissance des variables Ar et Li (Tableau 3.4). La variable prédictive Ar est néanmoins utilisée à deux reprises et devient la variable déterminante dans l'estimation des teneurs en eau à ce potentiel.

Les FPT développées par Hall *et al.* (1977) sont encore au nombre de deux selon qu'il s'agit d'un horizon de surface ou d'un horizon de sub-surface. Ces FPT n'utilisent plus que la teneur en argile comme variable prédictive (Tableau 3.4). A l'instar de la FPT établie par Renger (1971), la teneur en argile intervient à deux reprises dans le cas des FPT de Hall *et al.* (1977). La FPT définie pour les horizons de surface se différencie de celle définie pour les horizons de sub-surface, uniquement par la valeur de l'ordonnée à l'origine.

Les variables prédictives utilisées par Gupta et Larson (1979) à -15000 hPa sont les mêmes que celles utilisées à -100 et -330 hPa (Tableaux 3.2, 3.3 et 3.4). Des différences par rapport aux précédentes FPT sont néanmoins observées. Ces différences affectent surtout les variables Sa , Li et Da qui interviennent avec des coefficients de signe différent et des valeurs beaucoup plus faibles (Tableau 3.4). L'influence des variables Ar et MO devient alors prépondérante à cette valeur de potentiel.

Rawls *et al.* (1982) proposent une seule FPT qui utilise uniquement les variables Ar et MO . Les coefficients de régression montrent une influence prépondérante de la teneur en MO à cette valeur de potentiel matriciel (Tableau 3.4).

D. Caractéristiques et propriétés de rétention en eau de l'échantillon test

1. Caractéristiques de constitution et densité apparente

Les caractéristiques des horizons utilisés dans le cadre de cette évaluation ne seront que brièvement abordées ici. En effet, on pourra, pour de plus amples informations, se reporter au chapitre précédent concernant les méthodes mises en œuvre pour mesurer ces caractéristiques et leurs gammes de variation selon les variables considérées.

Les statistiques générales concernant les caractéristiques de constitution et la densité apparente sont présentées dans le tableau 3.5. Elles montrent que la composition granulométrique de l'échantillon test est de plus en plus fine avec la baisse des valeurs de potentiel matriciel. Les valeurs extrêmes des trois classes granulométriques révèlent aussi une large gamme texturale, des horizons composant l'échantillon test. C'est la variabilité de la

Tableau 3.4 : Equations de régression des fonctions de pédotransfert sélectionnées à -15000 hPa.

FPT	Equations de régression
Renger (1971)	$\theta_{15000} = (3 + 0,67 Ar - 0,002 Ar^2 + 0,02 Li) / 100$
Hall et al. (1977)	Topsoil $\theta_{15000} = (2,94 + 0,83 Ar - 0,0054 Ar^2) / 100$
	Subsoil $\theta_{15000} = (1,48 + 0,84 Ar - 0,0054 Ar^2) / 100$
Gupta & Larson (1979)	$\theta_{15000} = -0,000059 Sa + 0,001142 Li + 0,005766 Ar + 0,00228 MO + 0,02671 Da$
Rawls et al. (1982)	Rawls-1 $\theta_{15000} = 0,026 + 0,005 Ar + 0,0158 MO$
Cosby et al. (1984)	$\theta = \theta_s (h_s / h)^{1/b}$ $\theta_s = (50,5 - 0,142 Sa - 0,037 Ar) / 100$ $h_s = 10^{(1,54 - 0,0095 Sa + 0,0063 Li)}$ $b = 3,1 + 0,157 Ar - 0,003 Sa$
Vereecken et al. (1989)	$\theta = [(\theta_s - \theta_r) / (1 + (\alpha h)^n)] + \theta_r$ $\theta_s = 0,81 - 0,283 Da + 0,001 Ar$ $\theta_r = 0,015 + 0,005 Ar + 0,014 CO$ $\alpha = \exp(-2,486 + 0,025 Sa - 0,351 CO - 2,617 Da - 0,023 Ar)$ $n = \exp(0,053 - 0,009 Sa - 0,013 Ar + 0,00015 Sa^2)$

θ_{15000} : teneur en eau volumique à -15000 hPa, Ar : teneur en argile (g 100g⁻¹), Li : teneur en limon (g 100g⁻¹), Sa : teneur en sable (g 100g⁻¹), CO : teneur en carbone organique (g 100g⁻¹), MO : teneur en matière organique (g 100g⁻¹), Da : densité apparente (s.d.).

Tableau 3.5 : Statistiques générales portant sur les caractéristiques des horizons échantillonnés.

Potentiel matriciel	n	Argile (0-2) [#] g 100g ⁻¹		Limon (2-50) g 100g ⁻¹		Sable (50-2000) g 100g ⁻¹		Carbone organique g kg ⁻¹		Matière organique g kg ⁻¹		Densité apparente s.d.	
		\bar{m}	σ	\bar{m}	σ	\bar{m}	σ	\bar{m}	σ	\bar{m}	σ	\bar{m}	σ
-100 hPa (Min.-Max.)	574	24,7 (0,5-92,9)	13,0	39,8 (0,2-82,1)	17,9	35,5 (0,1-97,8)	23,2	5,8 (0,4-26,6)	3,8	10,0 (0,7-45,7)	6,6	1,53 (1,03-2,02)	0,17
-330 hPa (Min.-Max.)	762	30,4 (0,5-86,7)	16,6	39,4 (0,2-82,1)	17,1	30,1 (0-97,8)	23,5	6,2 (0,4-68,2)	5,6	10,7 (0,7-117,3)	9,7	1,52 (1,00-2,02)	0,17
-15000 hPa (Min.-Max.)	394	38,4 (7,1-92,9)	17,2	43,3 (2,8-82,1)	17,7	18,3 (0-90,1)	19,4	6,4 (0,4-68,2)	7,0	11,0 (0,7-117,3)	12,0	1,53 (1,00-2,02)	0,17

[#]Taille des particules en μm , n : nombre d'horizons, \bar{m} : valeur moyenne, σ : écart-type, Min. : valeur minimale, Max. : valeur maximale.

Tableau 3.6 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau volumiques des horizons échantillonnés.

Potentiel matriciel	n	θ cm ³ cm ⁻³	
		\bar{m}	σ
-100 hPa (Min.-Max.)	574	0,284 (0,055-0,609)	0,076
-330 hPa (Min.-Max.)	762	0,287 (0,025-0,579)	0,099
-15000 hPa (Min.-Max.)	394	0,237 (0,043-0,392)	0,081

n : nombre d'horizons, \bar{m} : valeur moyenne, σ : écart-type, Min. : valeur minimale, Max. : valeur maximale.

teneur en sable qui se montre globalement la plus élevée parmi les variables caractérisant la composition granulométrique des horizons.

Cette répartition de la composition granulométrique se distingue des compositions granulométriques à dominante sableuse ayant permis l'établissement des FPT de Gupta et Larson (1979), Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) et Vereecken *et al.* (1989).

Les horizons composant l'échantillon test sont, d'autre part, plus organiques à -15000 qu'à -100 hPa. En effet, les statistiques générales montrent une augmentation tant en moyenne qu'en variabilité des teneurs en carbone organique et en matière organique³, avec la diminution du potentiel matriciel (Tableau 3.5). Toutefois, ces différences de composition en carbone organique s'observent surtout entre -100 et -330 hPa.

La gamme de variation enregistrée par *MO* aux trois valeurs de potentiel matriciel est moins étendue que celle enregistrée pour les ensembles d'horizons utilisés par Renger (1971) et Gupta et Larson (1979) pour établir leurs FPT (Tableaux 3.1 et 3.5). A -330 et -15000 hPa, cette variable apparaît comparable à celle des horizons utilisés par Rawls *et al.* (1982) mais les valeurs moyennes sont plus élevées. L'opposé s'observe pour les valeurs de *CO* lorsque l'on compare leur variabilité et les valeurs moyennes à celles des horizons utilisés par Vereecken *et al.* (1989) pour développer leurs FPT.

Les valeurs de densité apparente des horizons échantillonnés sont peu variables en fonction du potentiel matriciel (Tableau 3.5). Les valeurs moyennes plutôt élevées sont liées à la présence d'une proportion plus grande d'horizons profonds face à ceux de surface.

La distribution de ces valeurs de densité apparente est proche de celle utilisée pour établir les FPT de Vereecken *et al.* (1989) et elle est, en revanche, plus élevée que celles utilisées par Hall *et al.* (1977), Gupta et Larson (1979) et Rawls *et al.* (1982) pour établir leurs FPT.

2. Teneurs en eau volumiques

L'analyse des statistiques générales portant sur la teneur en eau volumique, mesurée aux trois valeurs de potentiel, devrait nous permettre de mieux appréhender la distribution de cette propriété et nous fournir une base à laquelle nous pourrions nous référer lors de l'évaluation des différentes FPT (Tableau 3.6).

Les teneurs en eau volumiques moyennes sont relativement proches entre -100 et -330 hPa. La valeur moyenne calculée à -330 hPa est supérieure à celle calculée à -100 hPa. Ceci s'explique par des effectifs dont la taille et les caractéristiques diffèrent d'un potentiel à l'autre (Tableaux 3.5 et 3.6). Par contre, la baisse de la valeur de potentiel matriciel de -330 à -15000 hPa, s'accompagne bien d'une baisse des teneurs en eau moyennes.

La gamme de teneurs en eau enregistrée à chaque valeur de potentiel matriciel se réduit avec la diminution de la valeur du potentiel matriciel.

³ La teneur en matière organique a été calculée à partir de la teneur en carbone organique de la façon suivante : $MO \text{ (g kg}^{-1}\text{)} = 1,72 \times CO \text{ (g kg}^{-1}\text{)}$.

Cette réduction est surtout entraînée par la diminution des valeurs maximales de teneur en eau mesurées (Tableau 3.6). L'écart-type des teneurs en eau mesurées aux différents potentiels, est le plus élevé à -330 hPa et le plus faible à -100 hPa. Enfin, notons que l'absence d'informations concernant les teneurs en eau volumiques utilisées pour établir les fonctions de pédotransfert sélectionnées n'a pas permis de comparer les distributions des teneurs en eau de notre échantillon test avec celles utilisées par les FPT.

II. RESULTATS DES TESTS D'EVALUATION

A. Critères d'erreur

1. Critères globaux

Dans le but d'évaluer, de façon globale, l'efficacité des FPT que nous avons sélectionnées, nous calculons, pour chaque FPT et pour les trois valeurs de potentiel matriciel, l'erreur moyenne de prédiction (*MEP*) définie par :

$$MEP = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_{pi} - \theta_{mi}) \quad [3.1]$$

où n représente le nombre d'horizons, θ_p les teneurs en eau volumiques prédites par les FPT et θ_m les teneurs en eau volumiques mesurées.

L'erreur moyenne de prédiction devrait être proche de zéro pour les FPT qui fournissent une estimation non biaisée des teneurs en eau. D'autre part, le signe de *MEP* indique globalement si les FPT surestiment (signe positif) ou sous-estiment (signe négatif) les teneurs en eau mesurées.

Associé à *MEP*, nous calculons l'écart-type de prédiction (*SDP*) défini par :

$$SDP = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [(\theta_{pi} - \theta_{mi}) - MEP]^2 \right\}^{1/2} \quad [3.2]$$

La valeur de l'écart-type de prédiction devrait nous permettre de juger avec quelle précision les FPT estiment les teneurs en eau. Plus *MEP* est faible, plus l'estimation est alors précise.

Un dernier critère statistique s'ajoute aux deux précédents, il est basé sur le rang moyen (*R*) de chaque FPT rangée suivant la valeur absolue de l'erreur de prédiction ($|\theta_{pij} - \theta_{mij}|$) :

$$R = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n r_{ij} \quad [3.3]$$

où r_{ij} est le rang du $i^{\text{ème}}$ horizon pour la $j^{\text{ème}}$ FPT. Nous calculons aussi les écarts-types des rangs :

$$SD = \left[\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (r_{ij} - R)^2 \right]^{1/2} \quad [3.4]$$

Une FPT qui produit une bonne estimation des teneurs en eau, doit alors avoir un faible rang moyen et un faible écart-type de rang.

2. Critère spécifique : distribution des erreurs

Pour mettre en évidence les gammes de caractéristiques pour lesquelles les FPT fournissent les meilleurs résultats ou réciproquement, nous allons examiner la distribution des erreurs ($\theta_{pi} - \theta_{mi}$) produites par les différentes FPT, en fonction des caractéristiques ou variables prédictives qu'elles utilisent.

B. Tendances des critères globaux

Les valeurs de *MEP* et *SDP* calculées aux trois valeurs de potentiel matriciel sont présentées dans le tableau 3.7.

Les valeurs de *MEP* montrent que les différentes FPT testées surestiment les valeurs de teneurs en eau mesurées, à l'exception de *Rawls-1* et *Cosby* à -15000 hPa.

Les résultats du tableau 3.7 montrent aussi une amélioration de la qualité de l'estimation, tant du point de vue du biais que de la précision, avec la diminution du potentiel matriciel. L'amélioration est surtout sensible entre -330 et -15000 hPa.

La variabilité importante des valeurs de *MEP* entre les FPT pour une même valeur de potentiel matriciel, alors que les valeurs de *SDP* sont peu variables, indique que les performances des différentes FPT seront avant tout discutées sur la base des biais qu'elles produisent. Ce sera le cas, en particulier, lorsque nous ne considérerons que les FPT prenant en compte des variables prédictives telles que des caractéristiques de constitution ou la densité apparente.

L'analyse des résultats se fera en considérant chaque valeur de potentiel matriciel séparément. Cette analyse s'attachera prioritairement aux résultats liés aux FPT répondant le mieux au concept de FPT, c'est-à-dire aux FPT de *Renger*, *Hall*, *Gupta-Larson*, *Rawls-1*, *Cosby* et *Vereecken*.

1. Qualité de l'estimation de la teneur en eau volumique à -100 hPa

Les erreurs moyennes de prédiction sont inférieures à $0,100 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ à l'exception de *Rawls-1* et *Rawls-2* (Tableau 3.7). Le biais le plus faible est obtenu pour *Hall* ($MEP = 0,032 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) et le biais le plus élevé est obtenu pour *Rawls-1* ($MEP = 0,109 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$).

La décomposition des résultats obtenus pour *Hall*, en fonction du type d'horizon met d'autre part en évidence, un biais plus faible lorsque l'estimation porte sur les horizons de sub-surface.

Tableau 3.7 : Erreur moyenne et écart-type de prédiction (MEP et SDP en $cm^3 cm^{-3}$) produits par les fonctions de pédotransfert sélectionnées.

FPT	-100 hPa			-330 hPa			-15000 hPa		
	<i>n</i>	<i>MEP</i>	<i>SDP</i>	<i>n</i>	<i>MEP</i>	<i>SDP</i>	<i>n</i>	<i>MEP</i>	<i>SDP</i>
Renger	.*	-	-	762	0,037	0,055	394	0,023	0,037
<i>PD</i> ≥ 1,75	-	-	-	471	0,024	0,048	-	-	-
1,4 ≤ <i>PD</i> < 1,75	-	-	-	266	0,057	0,056	-	-	-
<i>PD</i> < 1,4	-	-	-	25	0,080	0,083	-	-	-
Hall	573	0,032	0,056	-	-	-	394	0,006	0,034
<i>Topsoil</i>	187	0,043	0,059	-	-	-	72	0,017	0,028
<i>Subsoil</i>	386	0,026	0,053	-	-	-	322	0,004	0,034
Gupta-Larson	573	0,085	0,072	762	0,067	0,057	394	0,076	0,043
Rawls-1	573	0,109	0,066	762	0,052	0,056	394	-0,002	0,042
Cosby	573	0,083	0,061	762	0,039	0,061	394	-0,002	0,046
Vereecken	573	0,049	0,056	762	0,022	0,052	394	0,012	0,042
Rawls-2	573	0,105	0,061	762	0,052	0,045	-	-	-
Rawls-3	573	0,020	0,030	-	-	-	-	-	-

n : nombre d'horizons, *FPT non établie pour cette valeur de potentiel.

L'introduction des teneurs en eau volumiques mesurées à -330 et -15000 hPa comme variables prédictives améliore de façon importante le biais produit ($MEP_{Rawls-3} = 0,020 cm^3 cm^{-3}$) alors que l'introduction de la seule teneur en eau mesurée à -15000 hPa n'y contribue pas du tout ($MEP_{Rawls-2} = 0,105 cm^3 cm^{-3}$). Les résultats obtenus avec les *MEP* sont cependant à prendre avec précaution, car, pour ce critère, les biais négatifs et les biais positifs de prédiction tendent à se compenser.

Les écarts-types de prédiction indiquent que *Hall* et *Vereecken* sont les FPT les plus précises à cette valeur de potentiel (Tableau 3.7). Ceci est conforme aux résultats obtenus avec les *MEP*. Par contre, la hiérarchie définie sur la base des *MEP* est un peu modifiée lorsque nous analysons les valeurs de *SDP* produites par les autres FPT. Ainsi, la FPT la moins précise n'est pas *Rawls-1* mais *Gupta-Larson*. Néanmoins, les *SDP* enregistrés par *Rawls-2* et *Rawls-3* confortent les résultats obtenus avec les *MEP*. En effet, le gain de précision apporté par l'introduction des variables θ_{330} et θ_{15000} est tout à fait substantiel alors qu'il n'est que très faible avec l'introduction de θ_{15000} .

Ces valeurs de *SDP* montrent, par ailleurs, lorsqu'elles sont comparées à l'écart-type des mesures des teneurs en eau obtenu à -100 hPa, que certaines d'entre elles sont proches de cette valeur ($\sigma_{-100 hPa} = 0,076 cm^3 cm^{-3}$, Tableau 3.6). Cette faible différence souligne la

médiocre qualité de l'estimation, et c'est en particulier le cas pour *Gupta-Larson* et *Rawls-1*. Ces FPT sont, par conséquent, à peine plus précises que si nous utilisions comme moyen d'estimation la valeur moyenne des teneurs en eau mesurées à -100 hPa accompagnée de son écart-type. Toutefois, gardons à l'esprit que le but recherché avec les fonctions de pédotransfert est de s'affranchir de la mesure des teneurs en eau, notamment celles qui correspondent aux valeurs élevées de potentiel matriciel et qui réclament beaucoup de précautions.

L'examen des deux critères *MEP* et *SDP* peut conduire à des résultats contradictoires. C'est notamment le cas pour *Gupta-Larson* et *Rawls-1*. Il semble alors opportun de calculer pour chaque FPT le rang moyen de prédiction (*R*) et les écarts-types des rangs (*SD*). Les résultats sont présentés graphiquement dans la figure 3.1. N'apparaissent dans cette figure que les *R* et *SD* se rapportant aux FPT de la partie supérieure du tableau 3.7. Les calculs de rangs reflétant le classement des FPT les unes par rapport aux autres, les bonnes performances obtenues pour *Rawls-3* auraient sans doute modifié de façon trop importante les résultats.

La position des FPT dans la figure 3.1 est davantage liée aux valeurs de rangs moyens qu'à celles des écarts-types des rangs. Ceci correspond bien aux résultats déjà présentés lors de l'examen des deux critères précédents.

Hall et *Vereecken* se distinguent des autres FPT par des rangs moyens faibles mais des écarts-types de rangs un peu supérieurs à ceux calculés pour *Rawls-1* et surtout *Cosby*. *Gupta-Larson* s'individualise par son écart-type de rang qui est le plus élevé parmi ceux enregistrés à cette valeur de potentiel matriciel.

Le choix d'une FPT, dans un but pratique d'application, sera alors fonction des objectifs recherchés. Ainsi, *Hall* fournira globalement, pour des horizons répondant aux spécificités de notre échantillon test, l'estimation la meilleure par rapport aux autres FPT. Néanmoins, un certain nombre d'estimations pourront être de mauvaise qualité. En revanche, *Cosby* fournira une estimation de qualité moyenne des teneurs en eau mais cette qualité est celle qui est la plus stable des FPT testées lorsque les caractéristiques des horizons varient.

2. Qualité de l'estimation de la teneur en eau volumique à -330 hPa

Les FPT développées par Gupta et Larson (1979), Rawls *et al.* (1982), Cosby *et al.* (1984) et Vereecken *et al.* (1989) nous permettent d'observer une amélioration importante des *MEP* lorsque l'on passe des valeurs estimées à -100 hPa à celles estimées à -330 hPa (Tableau 3.7). En effet, la diminution du biais enregistrée est de l'ordre de 50 %, à l'exception de *Gupta-Larson* pour laquelle la diminution n'est que de 30 %. Le biais le plus faible est produit par *Vereecken* et le plus élevé par *Gupta-Larson* (Tableau 3.7). Le biais global enregistré par *Renger* permet de placer cette FPT parmi celles qui produisent le biais le plus faible mais l'examen des *MEP* enregistrés pour chaque équation de régression déclinée suivant la *packing density* montre une forte variabilité des biais engendrés. Malgré cette variabilité, le biais tend à augmenter avec la diminution des valeurs de *packing density*. La valeur de *MEP* pour les

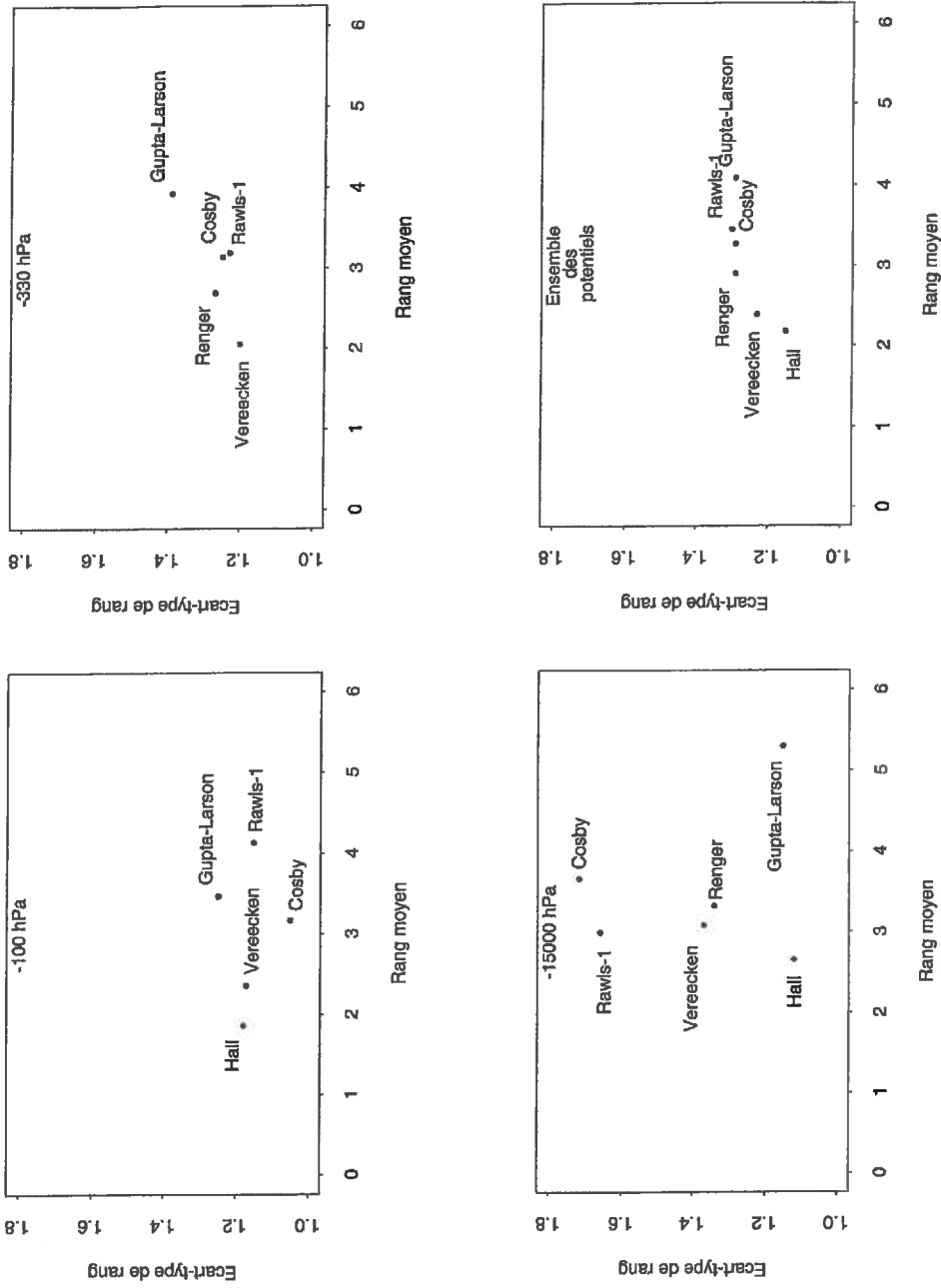


Figure 3.1 : Ecart-types des rangs en fonction des rangs moyens des fonctions de pédotransfert sélectionnées.

horizons possédant une *packing density* inférieure à 1,4 est de loin la plus importante de celles calculées à cette valeur de potentiel. Il en va de même pour les précisions calculées selon les différentes classes de *packing density*.

Concernant cette fois les précisions fournies par les FPT, on observe une homogénéité semblable à celle observée à -100 hPa. En effet, les *SDP* sont pour la plupart compris entre 0,050 et 0,060 cm³ cm⁻³, à l'exception de *Rawls-2*. L'amélioration, du point de vue de la précision, se montre donc très faible par rapport à celle enregistrée pour -100 hPa (Tableau 3.7). La seule amélioration notable est celle obtenue pour *Gupta-Larson* et *Rawls-2*. Pour cette dernière, l'introduction de la variable θ_{15000} semble plus efficace que pour le potentiel précédent, ceci peut sans doute s'expliquer par un renforcement du lien entre deux teneurs en eau lorsque leur différence de potentiel matriciel diminue. La précision obtenue pour les FPT à -330 hPa, même si elle est nettement plus faible que la variabilité des teneurs en eau enregistrée à -330 hPa ($\sigma_{-330 \text{ hPa}} = 0,099 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, Tableau 3.6), reste encore relativement élevée pour être considérée comme permettant une estimation précise de la teneur en eau.

L'analyse des *R* et des *SD* est cette fois plus facile qu'elle ne l'a été à -100 hPa. En effet, les rangs moyens élevés correspondent à des écarts-types de rangs élevés et réciproquement (Figure 3.1). *Vereecken* est la FPT la plus performante à cette valeur de potentiel matriciel alors que *Gupta-Larson* se révèle la moins performante. Les performances des autres FPT sont relativement semblables.

3. Qualité de l'estimation de la teneur en eau volumique à -15000 hPa

A cette valeur de potentiel matriciel, l'échantillon test ayant permis l'évaluation des FPT, se compose d'horizons provenant uniquement du laboratoire INRA d'Orléans (Voir Chapitre 2). Cet échantillon test ne représente donc plus la même diversité, en terme de nature et d'origine des sols, que celle que nous avons pris en compte avec les échantillons tests aux deux valeurs de potentiel matriciel précédentes. Cela signifie que les comparaisons qui seront effectuées avec les résultats obtenus pour les valeurs de potentiel de -100 à -330 hPa devront se faire avec précautions et en tenant compte de cette différence.

L'évaluation des FPT à -15000 hPa révèle une amélioration importante des performances par rapport à celles enregistrées aux deux valeurs de potentiel matriciel plus élevées (Tableau 3.7). Les biais engendrés par *Hall*, *Rawls-1*, *Cosby* et *Vereecken* deviennent très faibles à cette valeur de potentiel matriciel. Néanmoins, les deux FPT développées par *Hall* montrent, de la même façon qu'à -100 hPa, un biais plus important lorsque l'estimation porte sur les horizons de surface. Dans le cas des précisions produites par ces deux FPT, c'est l'inverse qui se produit. Le biais produit par *Renger* est un peu plus élevé que pour les FPT précédentes mais il demeure proche de celui obtenu pour *Hall-Topsoil*. Cette constatation n'est d'ailleurs pas anodine puisque la forme mathématique des relations est très similaire entre ces deux FPT, notamment en ce qui concerne la valeur de l'ordonnée à l'origine utilisée.

Enfin, *Gupta-Larson* à la différence des autres FPT ne montre pas d'amélioration, en particulier en matière de biais (Tableau 3.7).

Les précisions enregistrées à cette valeur de potentiel sont meilleures que celles obtenues aux potentiels matriciels de -100 et -330 hPa. Cette amélioration est néanmoins inférieure à celle enregistrée pour les *MEP* (Tableau 3.7). Les *SDP* obtenus par *Gupta-Larson*, *Rawls-1*, *Cosby* et *Vereecken* sont peu différentes, bien que la structure des FPT, le nombre et la nature des variables prédictives soient très différents (Tableau 3.4). Les *SDP* obtenus pour *Renger* et *Hall* permettent d'affirmer que ces FPT sont les plus précises à -15000 hPa. Les précisions relativement proches enregistrées pour ces deux FPT peuvent par contre s'expliquer par une forme très proche des relations (Tableau 3.4).

Les *R* et *SD* calculés à -15000 hPa conduisent à classer les FPT dans un ordre opposé à celui observé à -100 hPa (Figure 3.1). En effet, les performances des FPT à -15000 hPa ne se jugent plus en fonction du rang moyen obtenu, comme c'était le cas à -100 hPa, mais en fonction de l'écart-type des rangs. Seule *Gupta-Larson* se détache de cette tendance avec un rang moyen élevé. Par conséquent et en écartant les résultats obtenus avec *Gupta-Larson*, *Hall* est la FPT la plus performante à -15000 hPa et *Cosby* la moins performante.

4. Bilan des performances globales enregistrées avec les fonctions de pédotransfert sélectionnées

Globalement les performances des FPT s'améliorent avec la diminution du potentiel matriciel. Cette amélioration est surtout nette pour les biais enregistrés lorsque l'on passe de -330 à -15000 hPa. Les FPT sont peu précises à -100 hPa et la précision n'est que faiblement améliorée aux deux autres valeurs de potentiel matriciel.

La qualité de l'estimation est aussi améliorée lorsque l'on introduit les variables θ_{15000} et θ_{330} dans les FPT comme l'ont fait *Rawls et al.* (1982). Cette amélioration a d'ailleurs déjà été mise en évidence par *Williams et al.* (1992) mais la prise en compte de points de la courbe de rétention en eau revient à établir des FPT avec des caractéristiques non aisément accessibles, c'est le cas notamment pour θ_{330} . De la sorte on s'éloigne du concept de FPT tel qu'il a été défini par *Bouma et van Lanen* (1987). De plus, procéder en prenant en compte des points de la courbe de rétention en eau revient en définitive à utiliser une simple méthode d'interpolation pour estimer les teneurs en eau à -100 hPa.

Par ailleurs, l'introduction de critères de classification pour élaborer des FPT comme l'ont fait *Renger* (1971) à l'aide de la *packing density* et *Hall et al.* (1977) en distinguant les horizons de surface des autres types d'horizons, n'a pas été probante en terme de performances globales produites. Néanmoins, lorsque les résultats se trouvent détaillés en fonction des critères de classification mis en place (Tableau 3.7), nous pouvons observer des disparités importantes entre les biais et les précisions produits.

Enfin, nous avons calculé les moyennes des *MEP*, *SDP*, *R* et *SD* pondérées par les effectifs aux différentes valeurs de potentiel matriciel. Ces résultats qui reflètent les performances globales des FPT, sur l'ensemble des potentiels matriciels sont présentés dans le tableau 3.8 et sur la figure 3.1 en bas.

Tableau 3.8 : Moyennes pondérées sur l'ensemble des potentiels matriciels des erreurs moyennes et des écarts-types de prédiction (\overline{MEP} et \overline{SDP} en $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) produits par les fonctions de pédotransfert sélectionnées.

FPT	Ensemble des potentiels		
	<i>n</i>	\overline{MEP}	\overline{SDP}
Renger	1156	0,032	0,049
Hall	967	0,021	0,047
Gupta-Larson	1729	0,075	0,059
Rawls-1	1729	0,058	0,056
Cosby	1729	0,044	0,057
Vereecken	1729	0,029	0,051
Rawls-2	1335	0,075	0,052
Rawls-3	573	0,020	0,030

n : nombre d'horizons

Ils nous montrent que les FPT les plus performantes sont celles qui ont été développées à partir d'horizons de sols échantillonnés en Europe : *Hall*, *Vereecken* et *Renger* et que les moins performantes ont été développées à partir d'horizons représentatifs de sols des Etats-Unis : *Cosby*, *Rawls* et *Gupta-Larson*. Cette différence de performance en fonction de l'origine des sols s'expliquerait par un « degré de parenté » de l'échantillon test plus élevé avec les sols ayant permis l'établissement des FPT de *Renger* (1971), *Hall et al.* (1977) et *Vereecken et al.* (1989) qu'avec celui utilisé pour développer les FPT de *Rawls et al.* (1982) et *Cosby et al.* (1984).

La performance globale la plus faible est obtenue avec *Gupta-Larson*. La mise en cause des matériaux artificiels utilisés pour développer ces FPT apparaît incontournable pour expliquer les faibles performances enregistrées par cette FPT.

Un autre point important apparaît aussi devoir être souligné. Il concerne la taille de l'échantillon utilisé pour établir des FPT et en particulier s'il est représentatif d'un petit nombre de types de sols ou à l'opposé d'un grand nombre de types de sols. En effet, nous pouvons penser que les FPT développées par *Rawls et al.* (1982) et *Cosby et al.* (1984), qui reposent sur des bases de données à effectif très élevé, ont eu tendance à moyenniser les relations entre « teneurs en eau en fonction du potentiel matriciel » et « caractéristiques des

sols ». De telles FPT rendent en quelque sorte compte d'une très grande variabilité de types de sols. Ceci étant, elles se montreraient alors peu capables d'estimer de façon performante les teneurs en eau de sols lorsqu'il s'agit de le faire pour un ensemble de sols appartenant à un type de sols en particulier ou un nombre restreint de types de sols.

C. Sensibilité des fonctions de pédotransfert aux gammes de variation des variables prédictives

Nous allons maintenant tenter d'approfondir l'analyse des résultats globaux obtenus précédemment. Pour ce faire, nous allons examiner les erreurs de prédiction produites par les FPT en fonction des variables prédictives qu'elles utilisent. Cet examen devrait, en dégagant les gammes de variation des caractéristiques des sols pour lesquelles les FPT sélectionnées sont plus à même de fournir une bonne estimation des teneurs en eau et réciproquement, nous permettre de progresser quant à l'explication des performances enregistrées pour les différentes FPT testées. Cet examen s'effectuera d'autre part, en confrontant les gammes de variation des caractéristiques qui ont permis l'établissement des FPT à celles qui ont donné lieu à cette évaluation.

Nous discuterons la sensibilité des FPT par l'intermédiaire de la distribution des erreurs de prédiction en fonction des caractéristiques utilisées par les FPT. La distribution des erreurs de prédiction produites par chacune des FPT et pour chaque valeur de potentiel, sera analysée en fonction des variables *Ar*, *Li*, *Sa*, *MO* et *Da*.

1. Distribution des erreurs à -100 hPa

La première analyse de la distribution des erreurs de prédiction produite par les FPT à -100 hPa concerne la teneur en argile (*Ar*). La teneur en argile est, en effet, utilisée par toutes les FPT avec un poids variable, à l'exception de *Rawls-2* et *Rawls-3* (Tableau 3.2).

La figure 3.2 présente la distribution des erreurs de prédiction en fonction de *Ar*. Chaque fois que cela était possible, nous avons aussi porté sur les graphiques les valeurs minimale (*Min.*) et maximale (*Max.*) et la moyenne (*Moy.*) pour les ensembles d'horizons ayant servi de base pour l'établissement des FPT testées. Il en sera de même, par la suite, pour l'ensemble des caractéristiques étudiées. La visualisation de ces valeurs nous permettra de vérifier la compatibilité des gammes de variation des caractéristiques de notre échantillon test avec celles ayant permis l'établissement des FPT. Nous pourrions ainsi mettre en évidence des dérives liées à une non concordance des gammes de variation des teneurs en *Ar*.

Les graphiques correspondant aux différentes FPT nous montrent, tout d'abord, que les teneurs en *Ar* de notre échantillon test sont, en très grande partie, comprises entre les teneurs minimales et maximales en *Ar* des horizons ayant permis le développement des FPT.

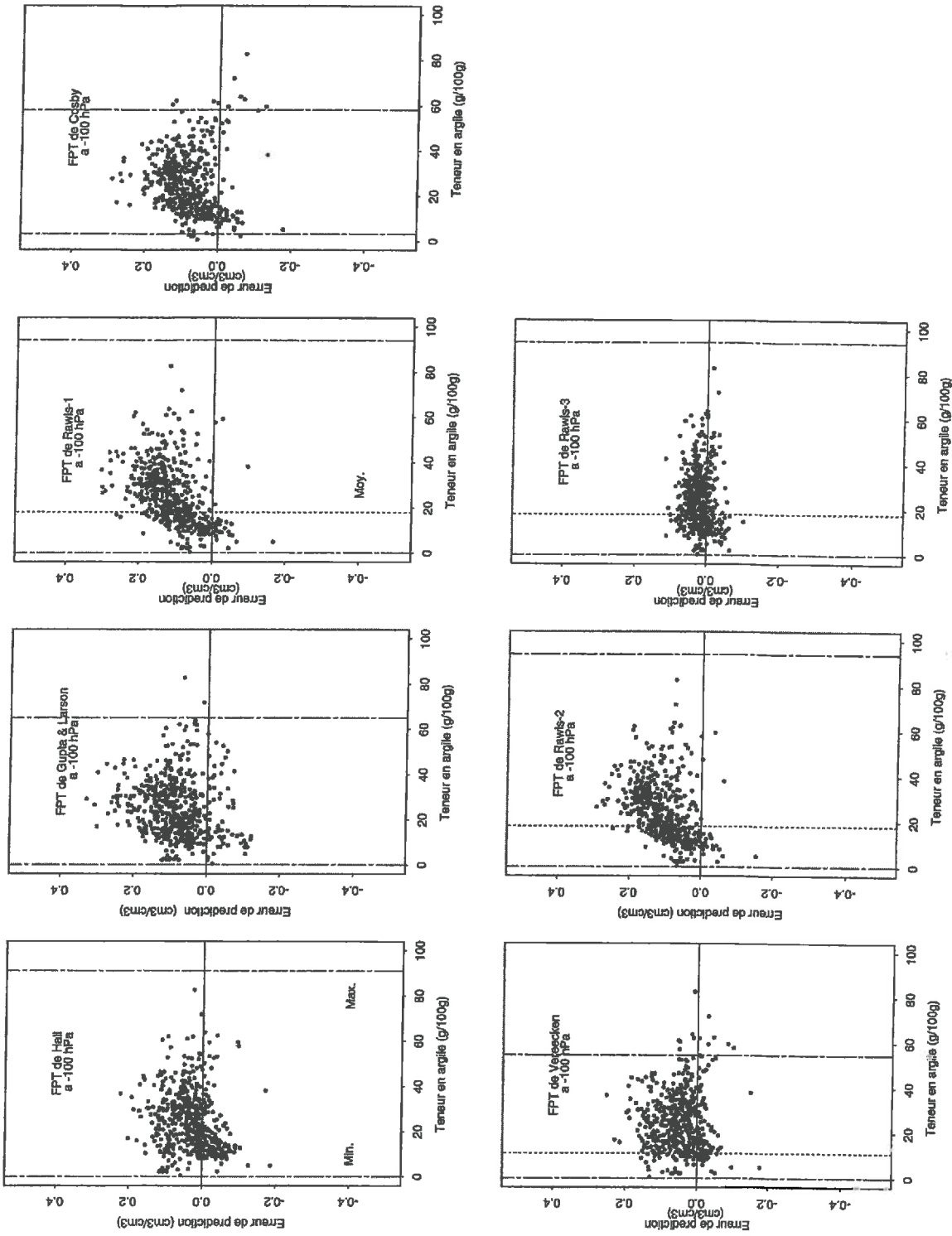


Figure 3.2 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en argile de l'échantillon test (-100 hPa).

Cette observation permet donc d'écarter une éventuelle dérive des teneurs en eau estimées liée à une non concordance des gammes de variation des teneurs en *Ar*.

Les nuages de points résultant de la distribution des erreurs de prédiction en fonction de *Ar* indiquent que la surestimation des teneurs en eau est largement majoritaire quelle que soit la FPT considérée. Ce phénomène se traduisait déjà par des *MEP* positifs calculées à -100 hPa (Tableau 3.7). La forme des nuages de points montre, par ailleurs, que les erreurs de prédiction se structurent en fonction des teneurs en argile uniquement pour les FPT développées par Rawls *et al.* (1982) avec *Rawls-1* et *Rawls-2*. Cette structuration se caractérise par une surestimation croissante des erreurs de prédiction en fonction de l'augmentation de *Ar*.

La figure 3.3 fait apparaître la distribution des erreurs de prédiction en fonction de la classe granulométrique limoneuse (*Li*). Cette caractéristique est utilisée par l'ensemble des FPT, à l'exception de *Rawls-2* et *Rawls-3*, soit directement, soit indirectement au travers des deux autres classes granulométriques (Tableau 3.2). Les graphiques de la figure 3.3, montrent que les teneurs en limon de notre échantillon test n'excèdent quasiment pas les teneurs minimales et maximales en limon bornant les gammes de teneurs en limon pour lesquelles les FPT ont été calibrées. Cette comparaison n'a cependant pas été possible pour *Hall*. Cette observation permet encore une fois d'écarter une éventuelle dérive des erreurs de prédiction liée à des gammes différentes de teneurs en limon couvertes par les échantillons de calibration des FPT et notre échantillon test.

La structuration des erreurs de prédiction en fonction des teneurs en limon est très nette pour *Gupta-Larson*, *Cosby* et *Rawls-2* et l'est un peu moins pour *Rawls-1* (Figure 3.3). Ces FPT montrent, en effet, une surestimation croissante des teneurs en eau lorsque la teneur en limon augmente. La distribution des erreurs de prédiction dans la zone où les erreurs de prédiction sont les moins importantes, est néanmoins différente lorsque l'on s'intéresse à *Gupta-Larson* ou à *Rawls-1*, *Rawls-2* et *Cosby*. En effet, pour les teneurs en limon les plus faibles ($Li < 30 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$), nous constatons que *Gupta-Larson* surestime et sous-estime de façon presque égale les teneurs en eau alors que les trois autres FPT ont toujours une propension à surestimer les teneurs en eau.

La même constatation peut être faite quand nous analysons la distribution des erreurs de prédiction en fonction des teneurs en sable (*Sa*). Dans ce cas, la surestimation des teneurs en eau croît lorsque diminue la teneur en sable. Cette observation attendue puisque déjà déductible de ce qui a été observé précédemment pour les variables *Ar* et *Li*, souligne une nouvelle fois la mauvaise estimation des teneurs en eau à l'aide de *Gupta-Larson*, *Rawls-1*, *Rawls-2* et *Cosby* pour les granulométries les plus fines ou les plus limoneuses.

La netteté des structures des erreurs de prédiction lorsqu'elles sont distribuées en fonction de *Sa* permet, néanmoins, de mettre en évidence un effet de seuil à partir duquel la surestimation des teneurs en eau montre une réelle tendance à l'accroissement.

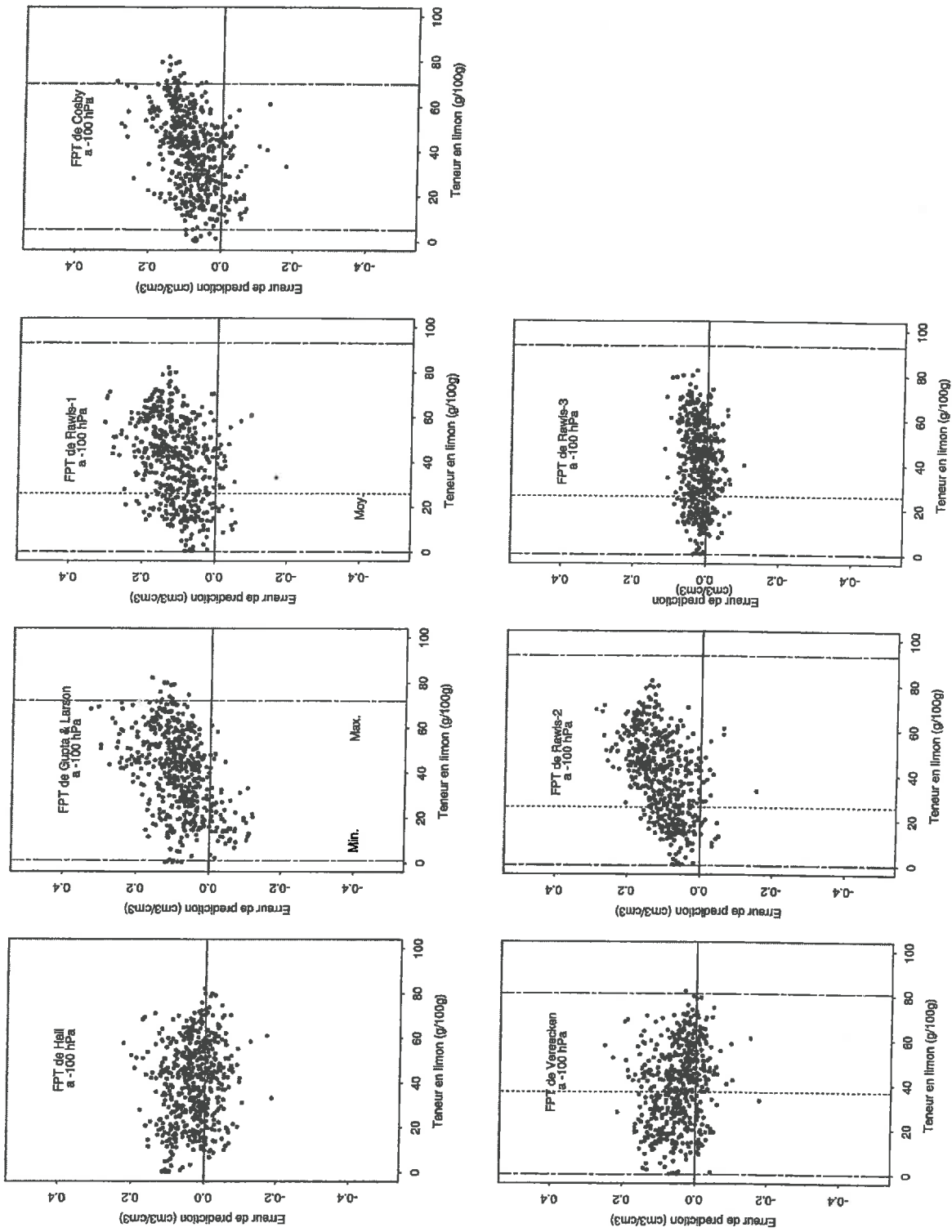


Figure 3.3 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en limon de l'échantillon test (-100 hPa).

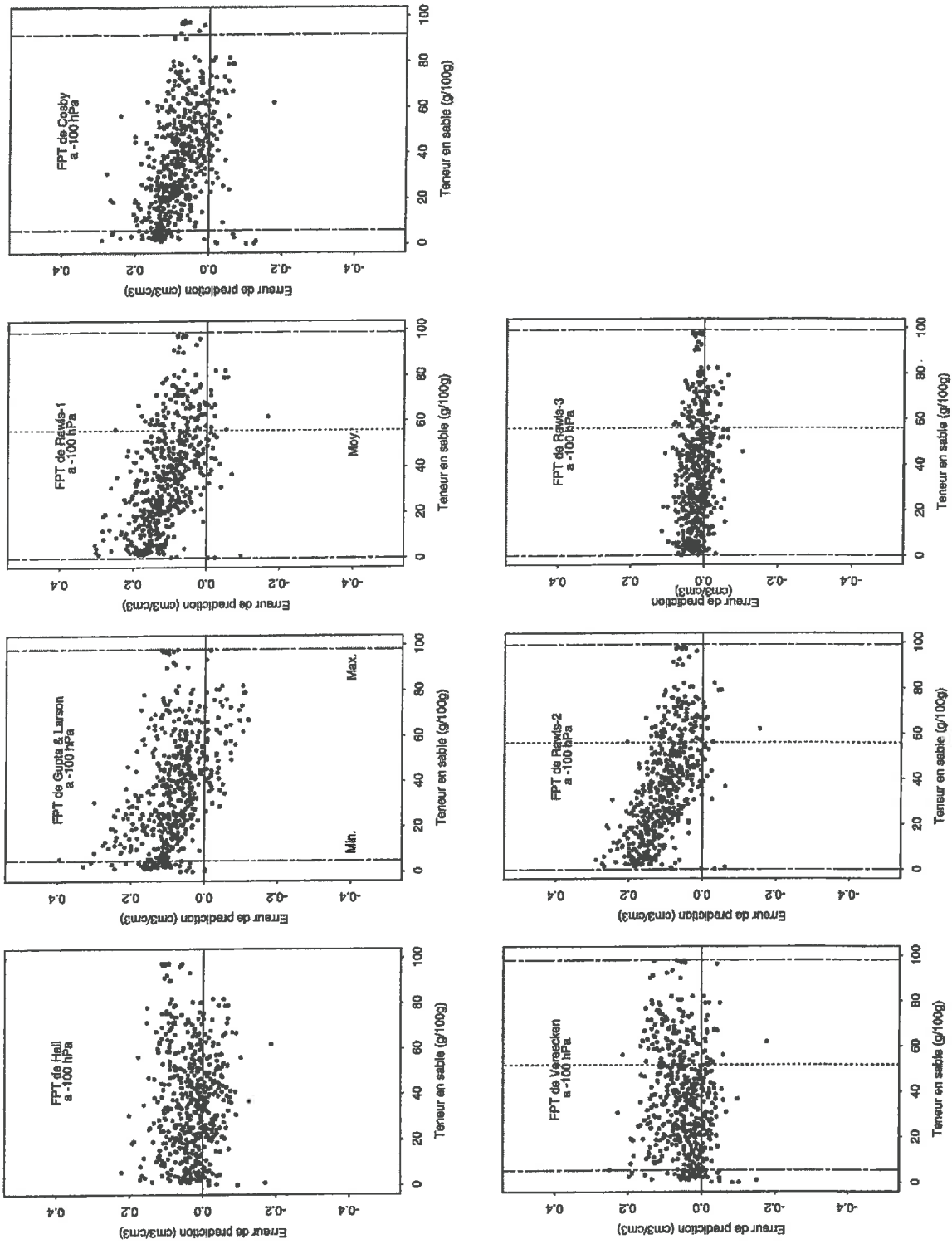


Figure 3.4 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en sable de l'échantillon test (-100 hPa).

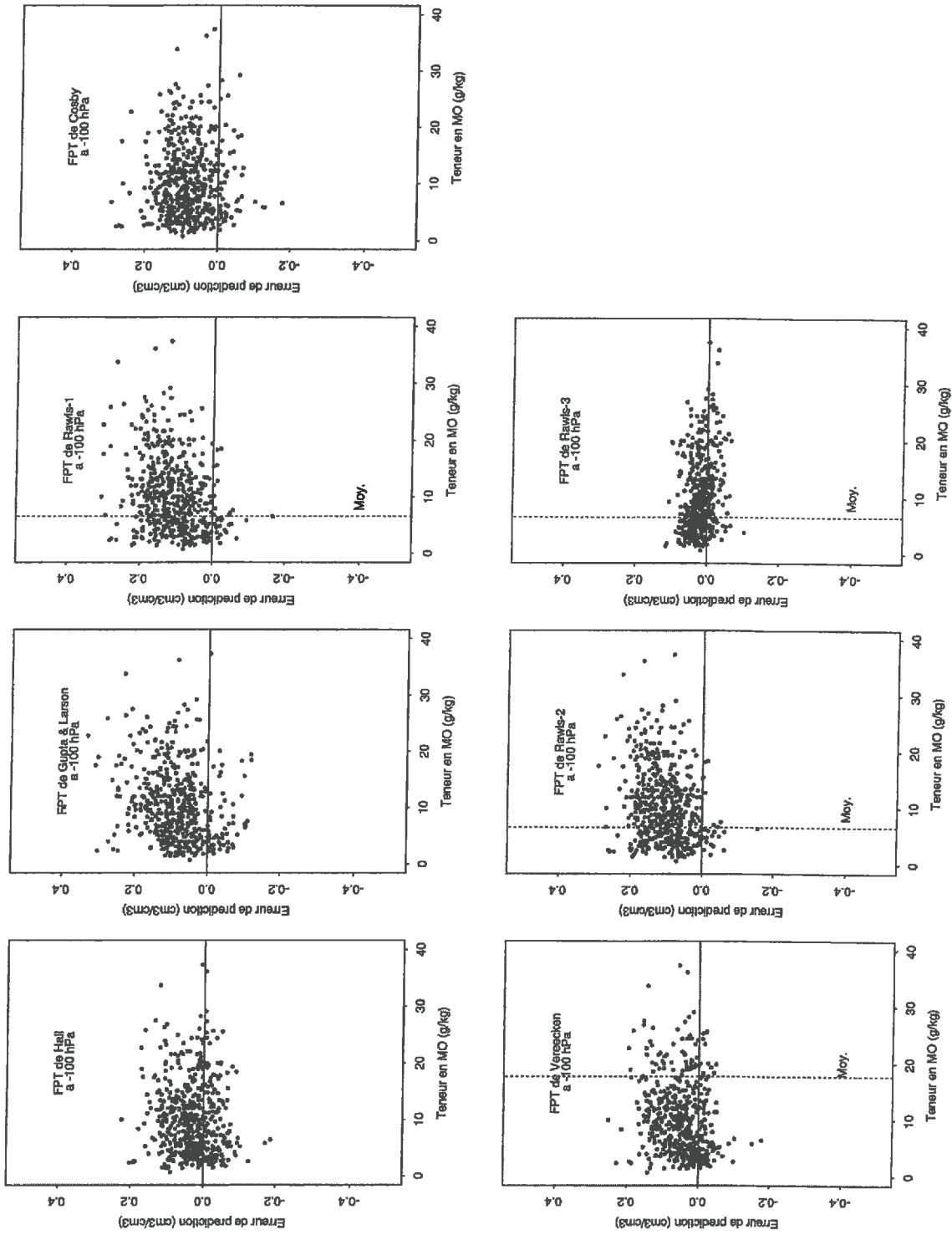


Figure 3.5 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en matière organique de l'échantillon test (-100 hPa).

Ce comportement peut s'observer pour *Rawls-1*, *Rawls-2* et *Cosby*, lorsque $Sa < 30 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$ alors que ce n'est pas le cas pour *Gupta-Larson* puisqu'il n'y a pas de seuil net (Figure 3.4).

Une autre caractéristique de constitution souvent utilisée par les FPT sélectionnées pour tenir compte de la teneur en constituants organiques est soit la teneur en carbone organique (*CO*), soit la teneur en matière organique (*MO*). L'analyse des erreurs de prédiction en fonction de *MO* ne nous a pas permis de mettre en évidence de réelles structures en fonction de cette caractéristique (Figure 3.5). Ceci peut sans doute s'expliquer par des gammes de variation souvent plus ténues que celles rencontrées pour les différentes classes texturales et un poids souvent moindre de cette variable prédictive dans la plupart des FPT.

La distribution des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente (*Da*) ne conduit à aucune structuration des erreurs de prédiction, à l'exception de *Gupta-Larson* (Figure 3.6). Dans ce dernier cas, l'augmentation de l'erreur de prédiction lorsque *Da* décroît peut vraisemblablement s'expliquer par les différences de protocole ayant conduit aux déterminations des teneurs en eau. La densité apparente ne fait ici que traduire le fait que les déterminations effectuées sur des échantillons perturbés conduisent souvent à surestimer les teneurs en eau par rapport à celles mesurées sur des échantillons non perturbés (Unger, 1975 et Bruand *et al.*, 1996). Ainsi, le protocole utilisé par Gupta et Larson (1979), qui nécessite le séchage, le tamisage et la compaction des échantillons avant les mesures de teneur en eau et de densité apparente, conduit sans doute à créer une porosité inter-granulats importante qui est capable de retenir de l'eau à -100 hPa. Cette porosité, qui n'existe pas dans le cas des échantillons naturels ou non perturbés, a pour conséquence la surestimation des teneurs en eau lors de l'utilisation de *Gupta-Larson* pour estimer les teneurs en eau d'échantillons non perturbés.

2. Distribution des erreurs à -330 hPa

La variable *Ar* est encore largement utilisée dans les FPT sélectionnées à -330 hPa (Tableau 3.3). D'autre part, le poids affecté à cette variable et à cette valeur de potentiel, est plus important qu'il ne l'est à -100 hPa (Tableaux 3.2 et 3.3). La distribution des erreurs de prédiction en fonction de *Ar* à -330 hPa montre une dispersion moins importante que celle que nous pouvions observer à -100 hPa (Figures 3.2 et 3.7). Ce fait se traduisait déjà au niveau des résultats globaux par une baisse des *MEP* et des *SDP* entre -100 et -330 hPa (Tableau 3.7). Les gammes de teneurs en argile couvertes par l'échantillon test semblent, de la même façon que précédemment, correspondre aux gammes couvertes par les échantillons de calibration ayant permis le développement des différentes FPT, à l'exception de *Cosby* et *Vereecken* pour les plus fortes valeurs de *Ar* (Figure 3.7). Une dérive liée à des gammes de variation de *Ar* peut donc être une nouvelle fois écartée.

La structuration des erreurs de prédiction en fonction de *Ar* ne s'observe plus pour *Rawls-1* et *Rawls-2* mais semble, par contre, s'observer avec *Cosby* (Figure 3.7).

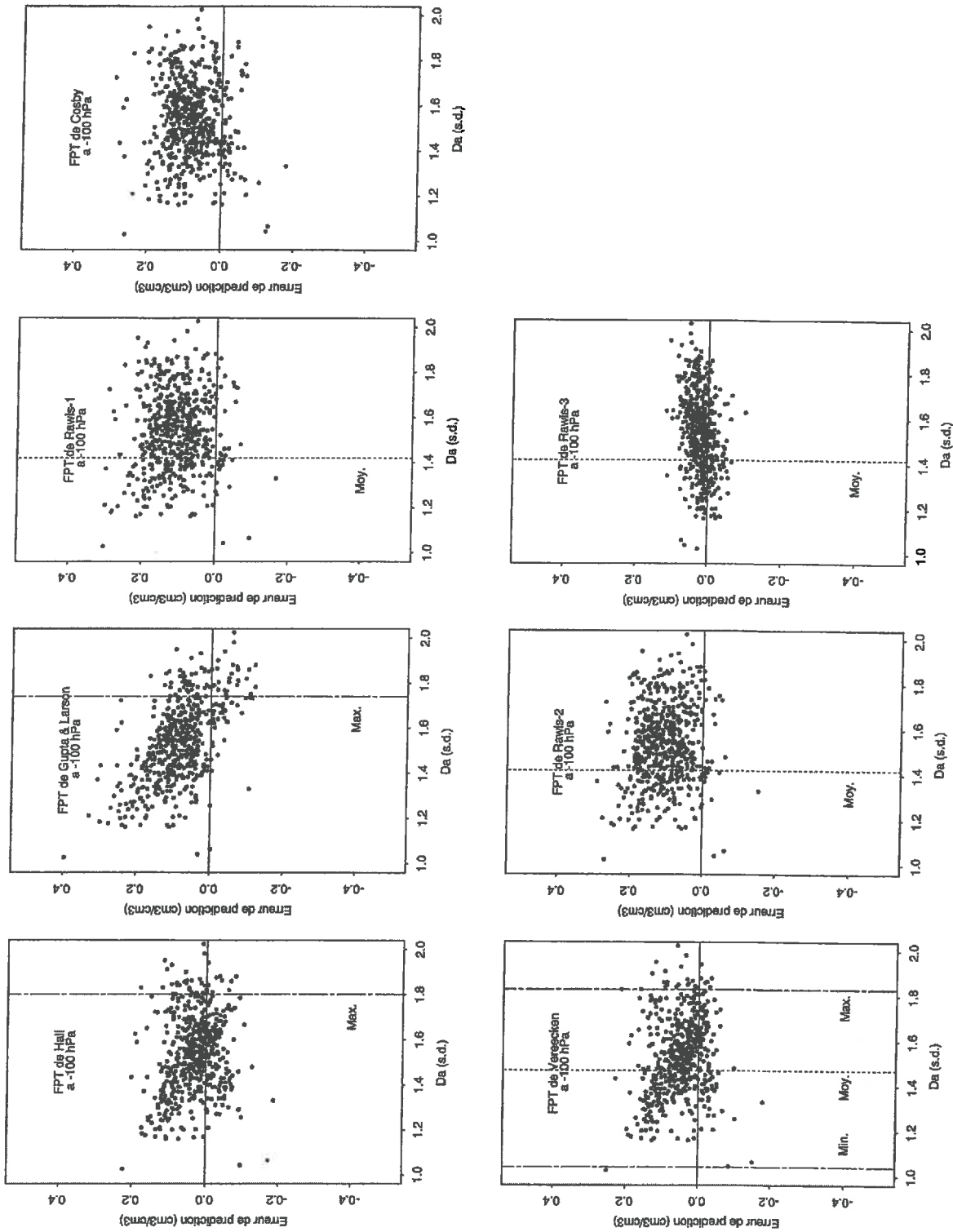


Figure 3.6 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente de l'échantillon test (-100 hPa)

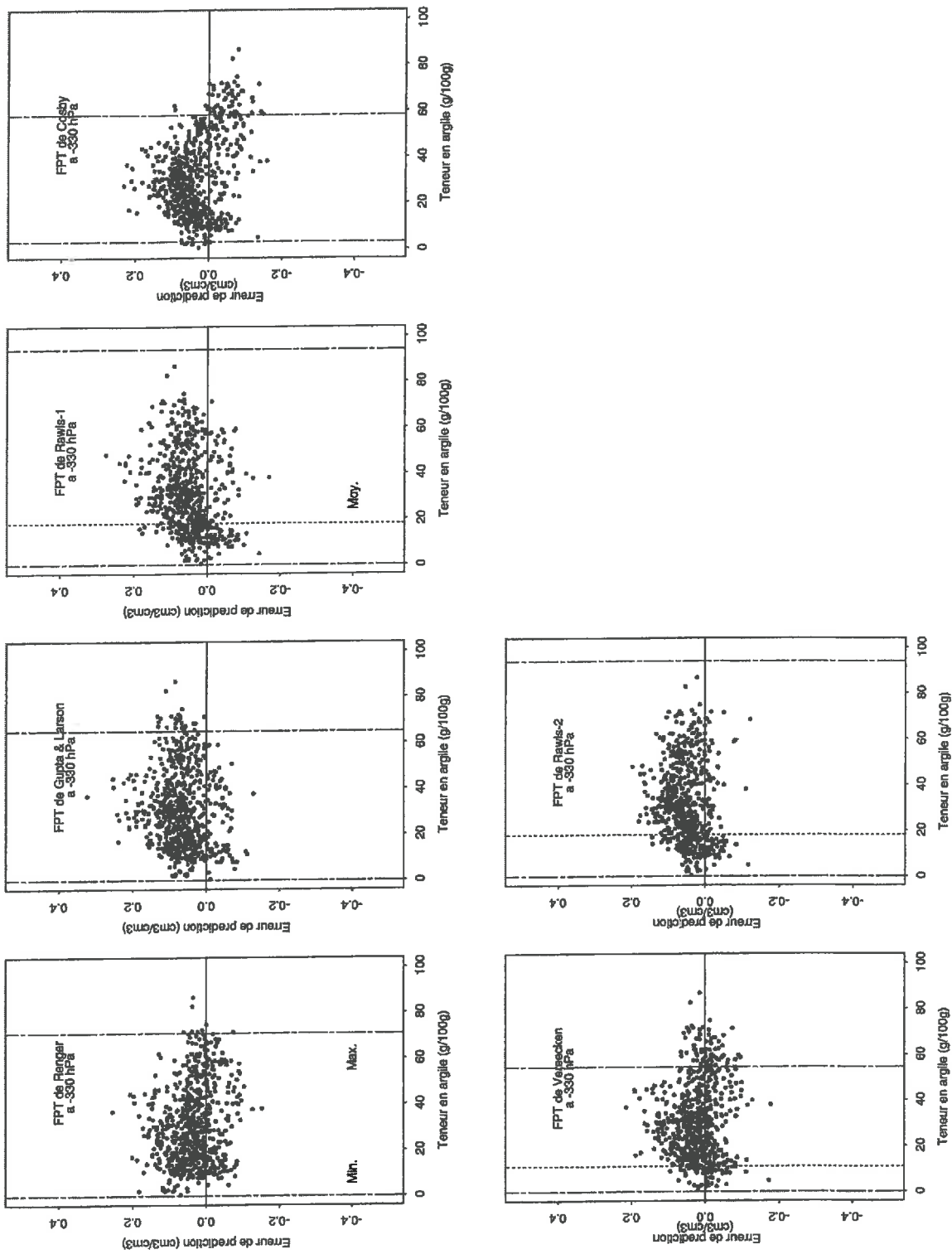


Figure 3.7 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en argile de l'échantillon test (-330 hPa).

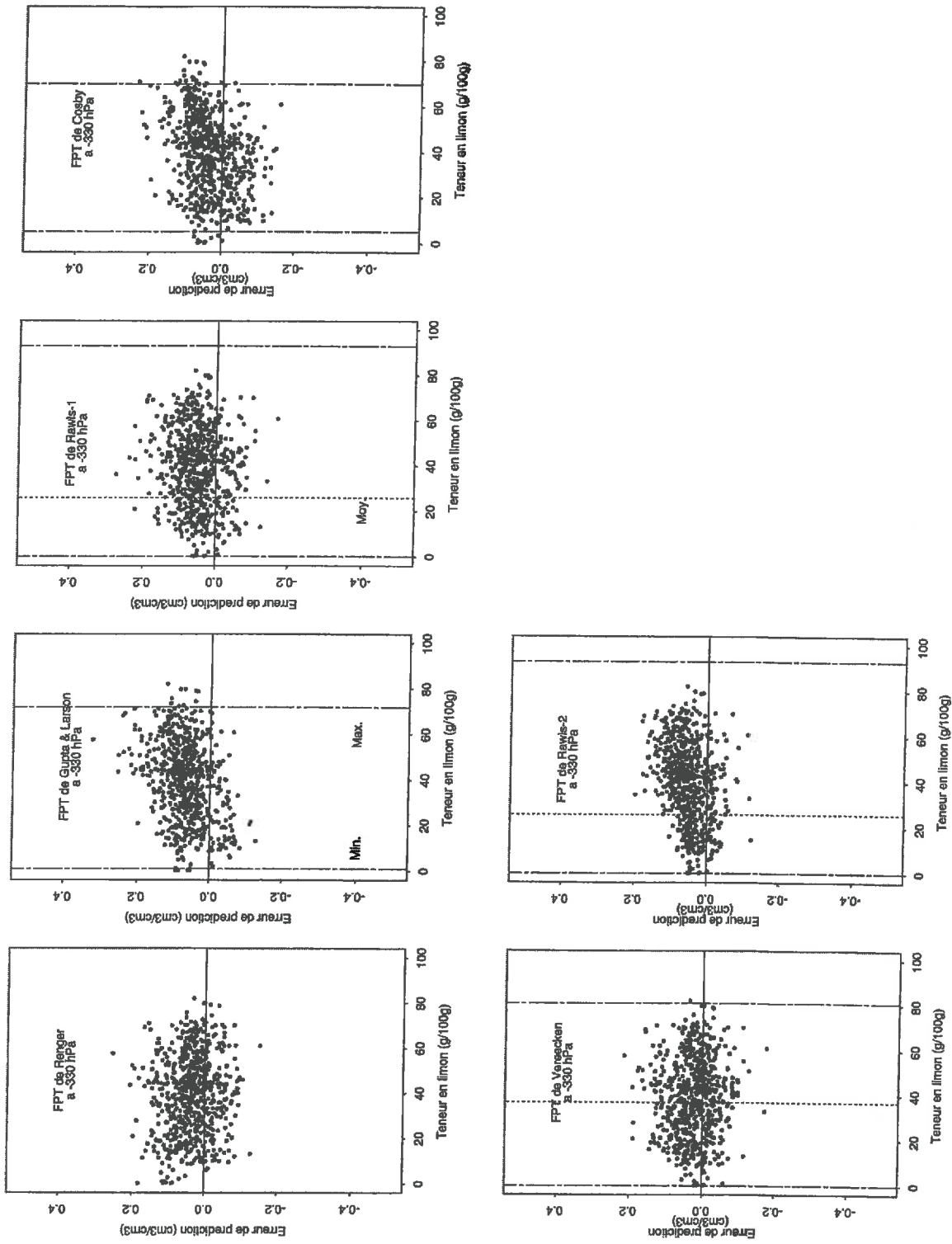


Figure 3.8 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en limon de l'échantillon test (-330 hPa).

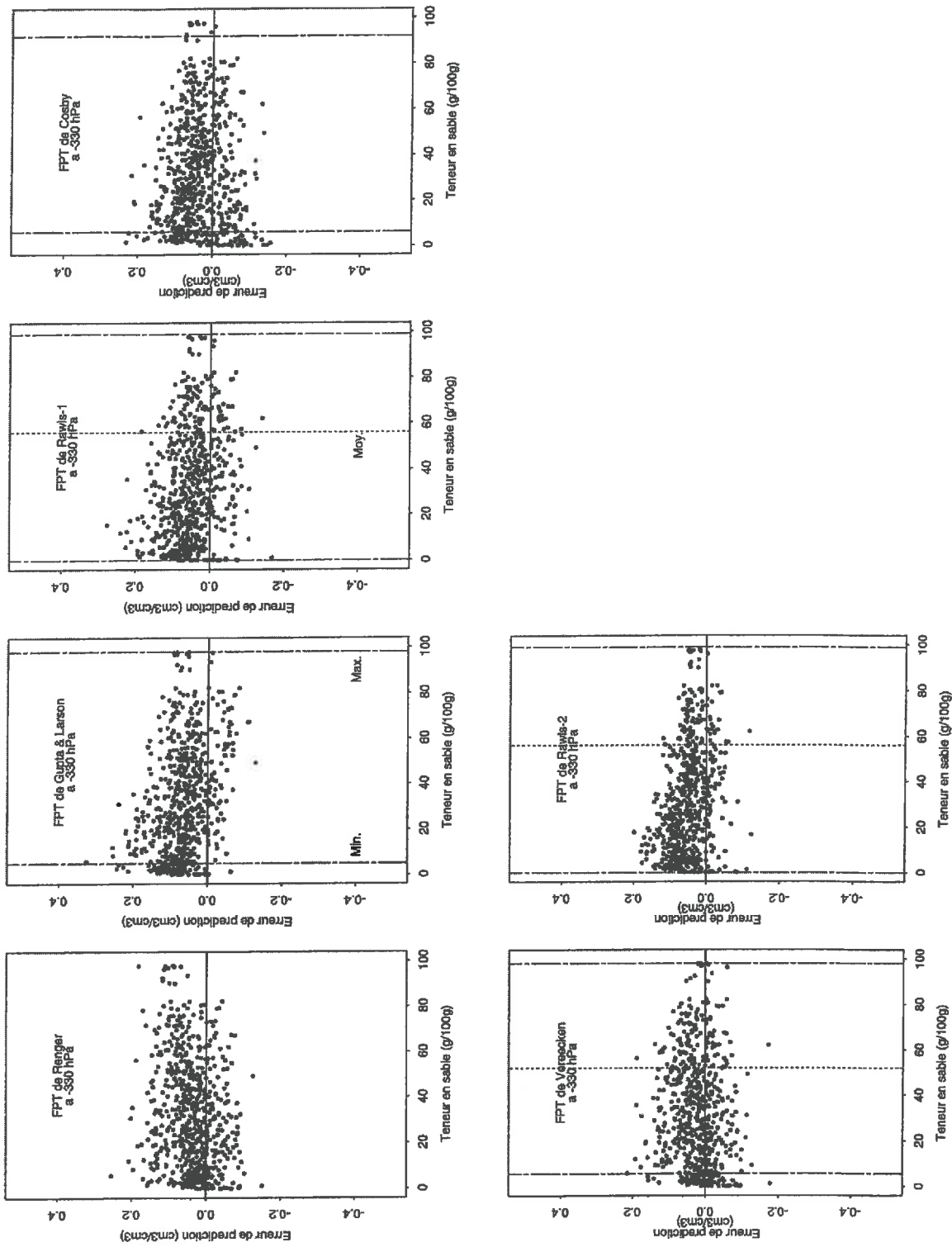


Figure 3.9 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en sable de l'échantillon test (-330 hPa).

Les erreurs de prédiction lorsque nous les distribuons en fonction des deux autres caractéristiques liées à la composition granulométrique (Li et Sa), montrent aussi des comportements beaucoup moins nets que précédemment (Figures 3.8 et 3.9). La tendance relevée à -100 hPa pour *Gupta-Larson* est très atténuée et celle relevée pour *Rawls-1* et *Rawls-2* disparaît presque à -330 hPa.

La distribution des erreurs de prédiction en fonction des teneurs en MO conduit au même constat que nous avons effectué à -100 hPa (Figure 3.10).

Les erreurs de prédiction lorsqu'elles sont représentées en fonction de la densité apparente (*Packing density* pour *Renger*, Figure 3.11) tendent à être plus dispersées pour les valeurs de Da les plus faibles. Ceci peut s'expliquer par le fait que les valeurs de Da élevées correspondent généralement à des horizons à macroporosité très faible, voire absente, alors que les Da faibles peuvent correspondre à des cas de figure différents. Ainsi, nous pouvons avoir affaire, par exemple, à des horizons à macroporosité élevée mais à matrice dense ou inversement nous pouvons avoir affaire à des horizons à macroporosité faible mais à matrice lâche. D'autre part, la structuration des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente observée à -100 hPa pour *Gupta-Larson*, de la même façon que pour les autres caractéristiques, s'atténue à -330 hPa (Figure 3.11). L'atténuation observée dans le cas de *Gupta-Larson* peut s'expliquer par un poids moindre affecté à la variable Da lors de l'estimation des teneurs en eau à -330 hPa (Tableau 3.3), par rapport à celui concernant l'estimation des teneurs en eau à -100 hPa (Tableau 3.2).

3. Distribution des erreurs à -15000 hPa

A cette valeur de potentiel, les structurations des erreurs de prédiction observées précédemment s'estompent complètement pour pratiquement l'ensemble des FPT sélectionnées (Figures 3.12 à 3.16). Seule la FPT développée par Gupta et Larson (1979) montre une propension à la surestimation des teneurs en eau pour les granulométries les plus fines.

D'autre part, cette FPT se différencie des autres FPT sélectionnées, par une tendance globale à la surestimation des teneurs en eau quelle que soit la caractéristique utilisée pour analyser la distribution des erreurs de prédiction et quelles que soient les gammes de variation couvertes par ces caractéristiques. Ceci se caractérise par des erreurs de prédiction systématiquement distribuées au-dessus de la limite correspondant aux erreurs de prédiction nulles.

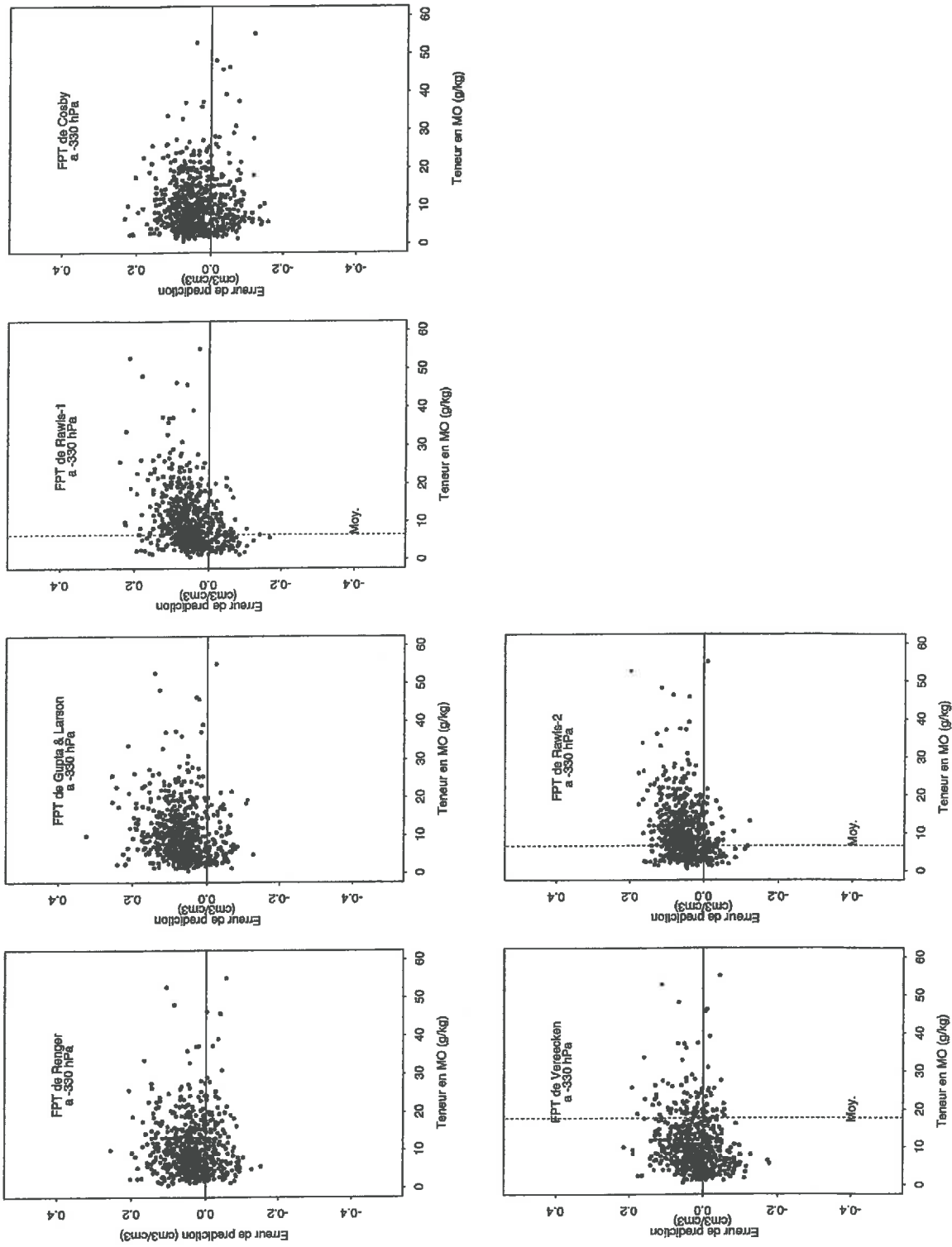


Figure 3.10 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en matière organique de l'échantillon test (-330 hPa).

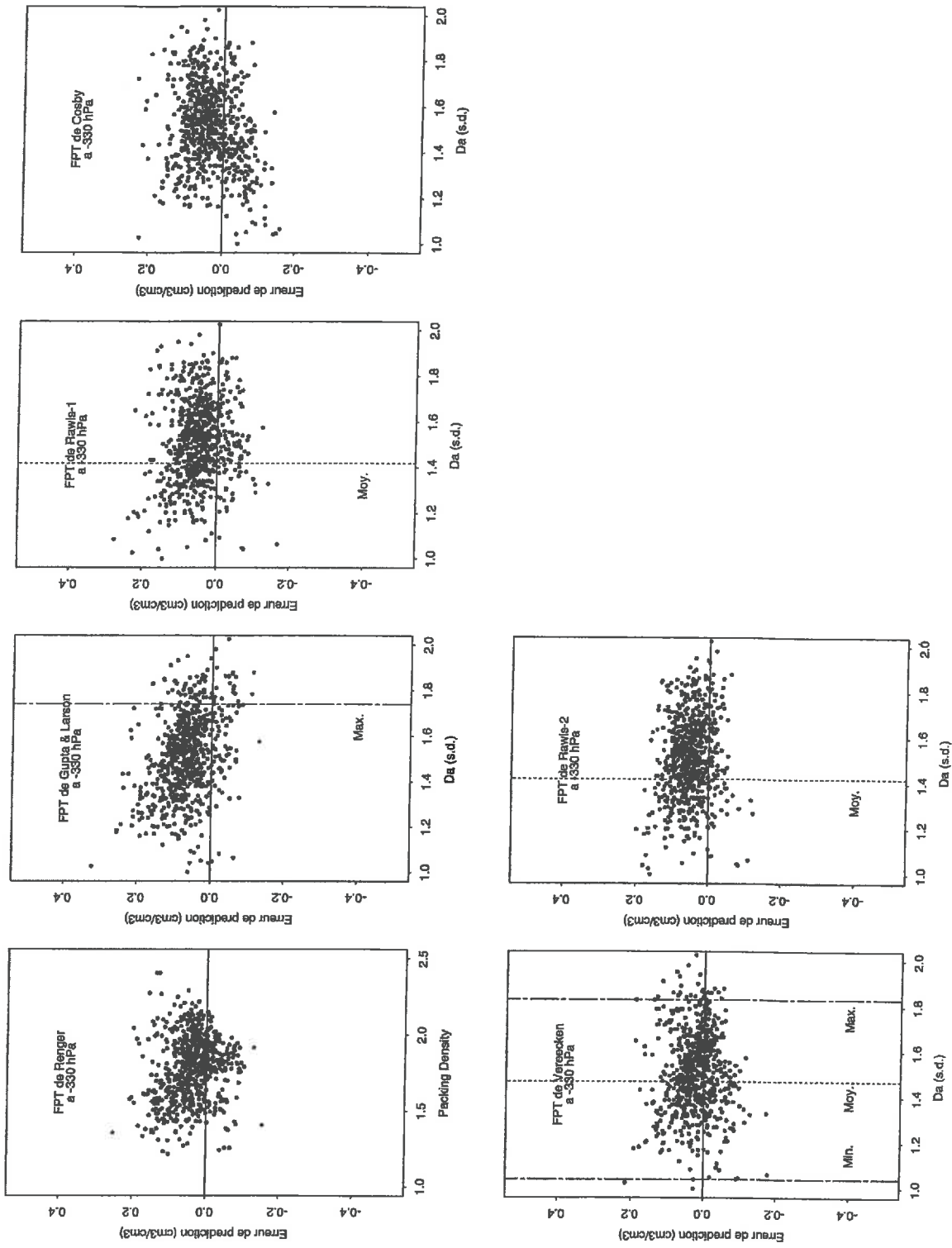


Figure 3.11 : Distribution des erreurs en fonction de la densité apparente ou la packing density de l'échantillon test (-330 hPa).

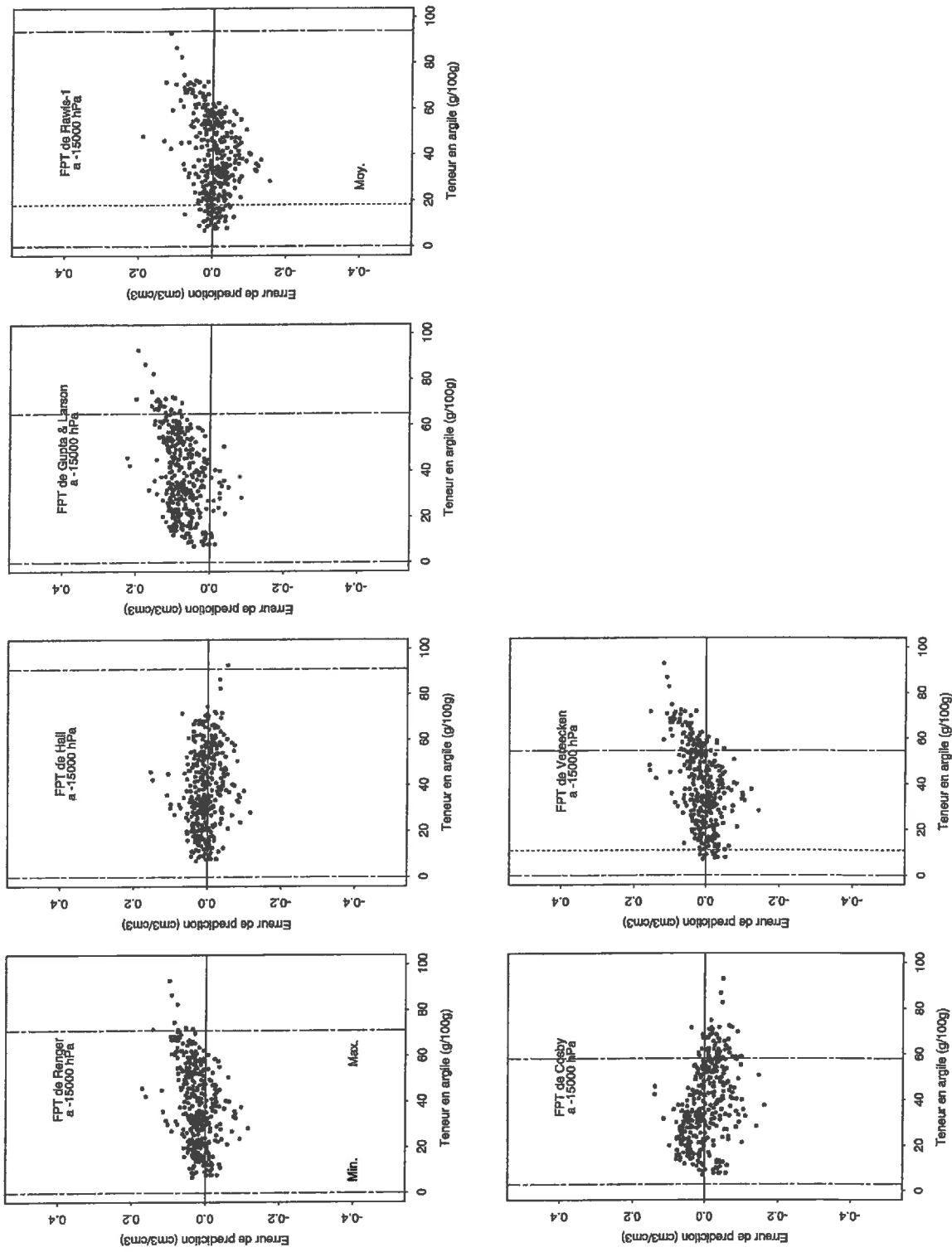


Figure 3.12 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en argile de l'échantillon test (-15000 hPa).

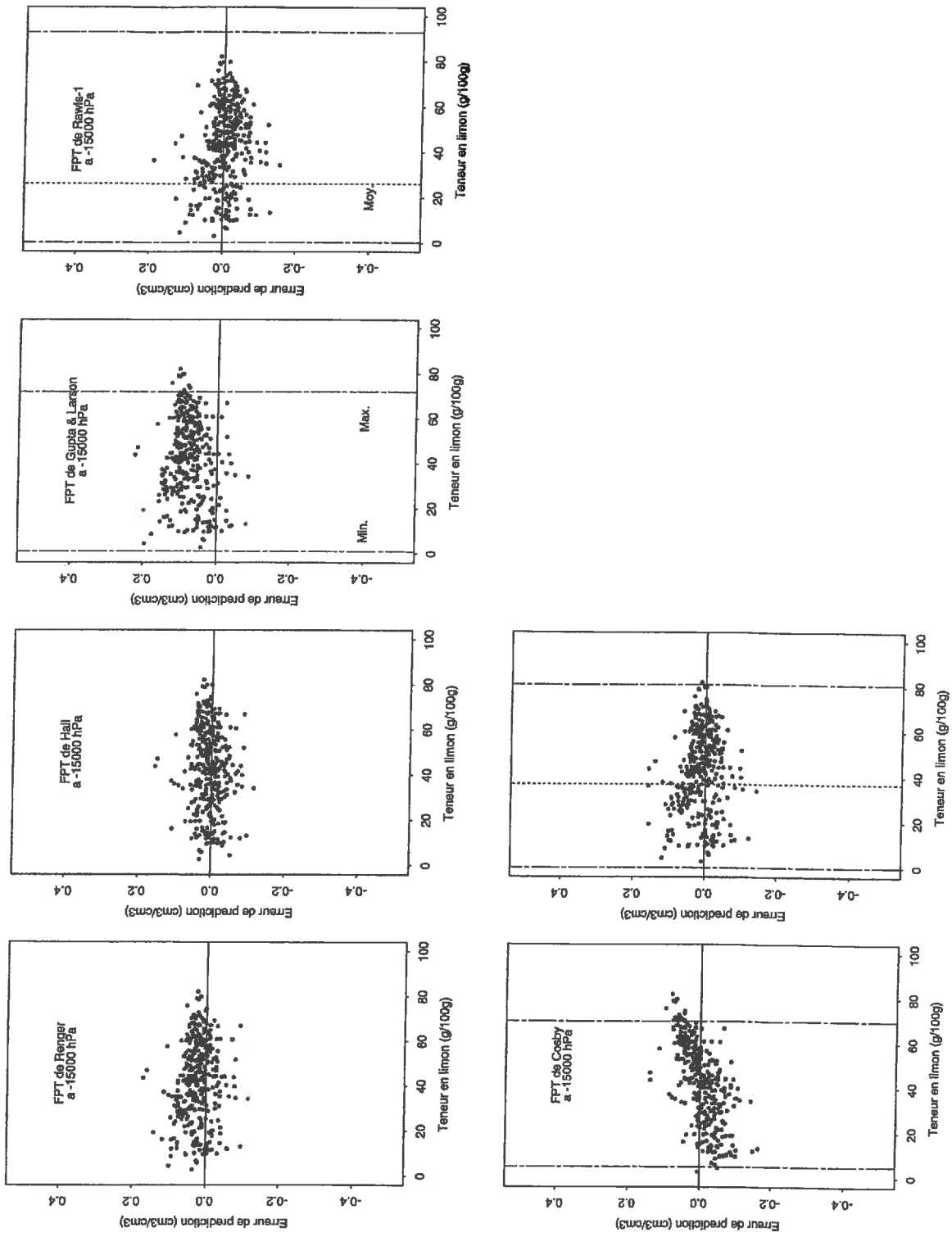


Figure 3.13 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en limon de l'échantillon test (-15000 hPa).

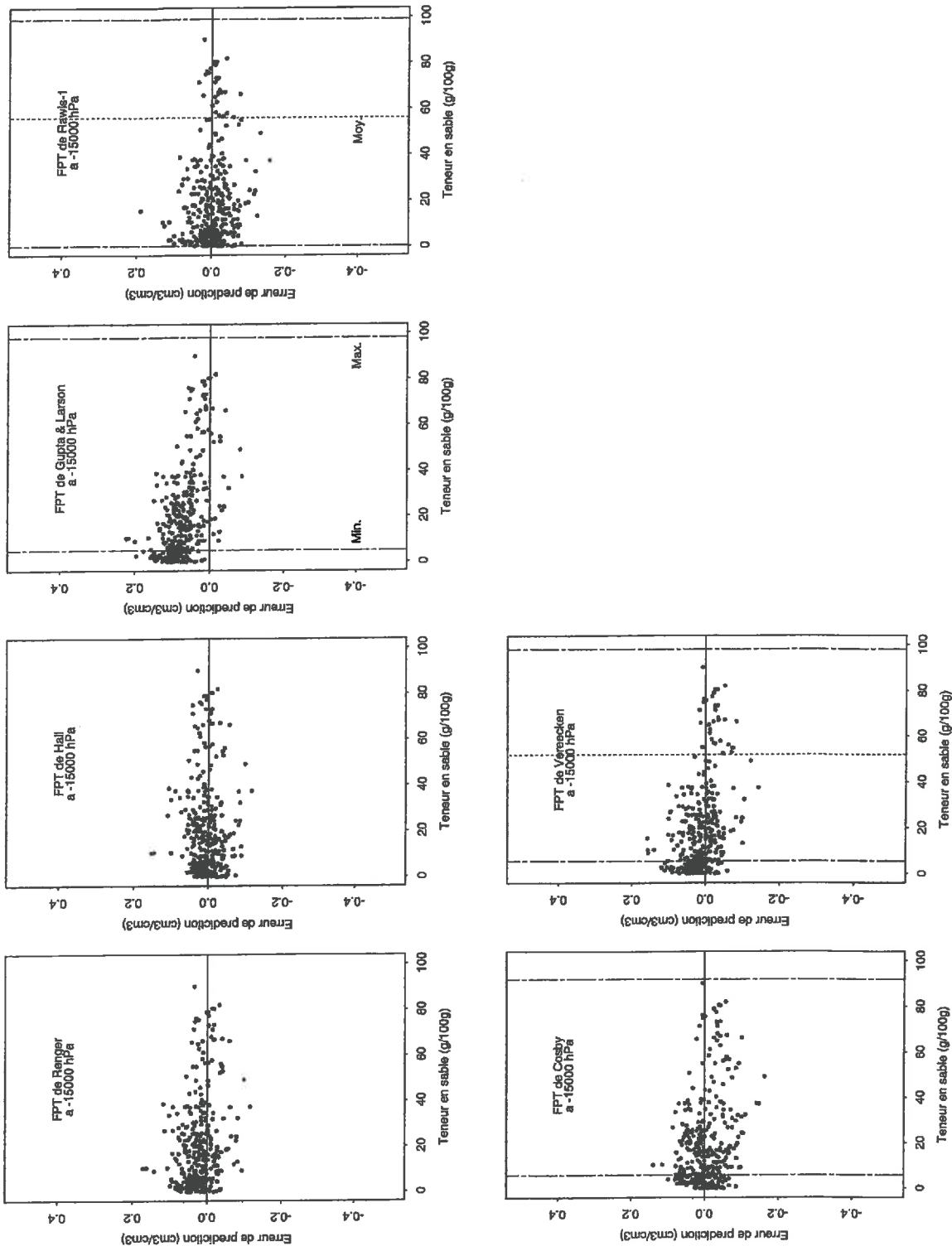


Figure 3.14 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en sable de l'échantillon test (-15000 hPa)

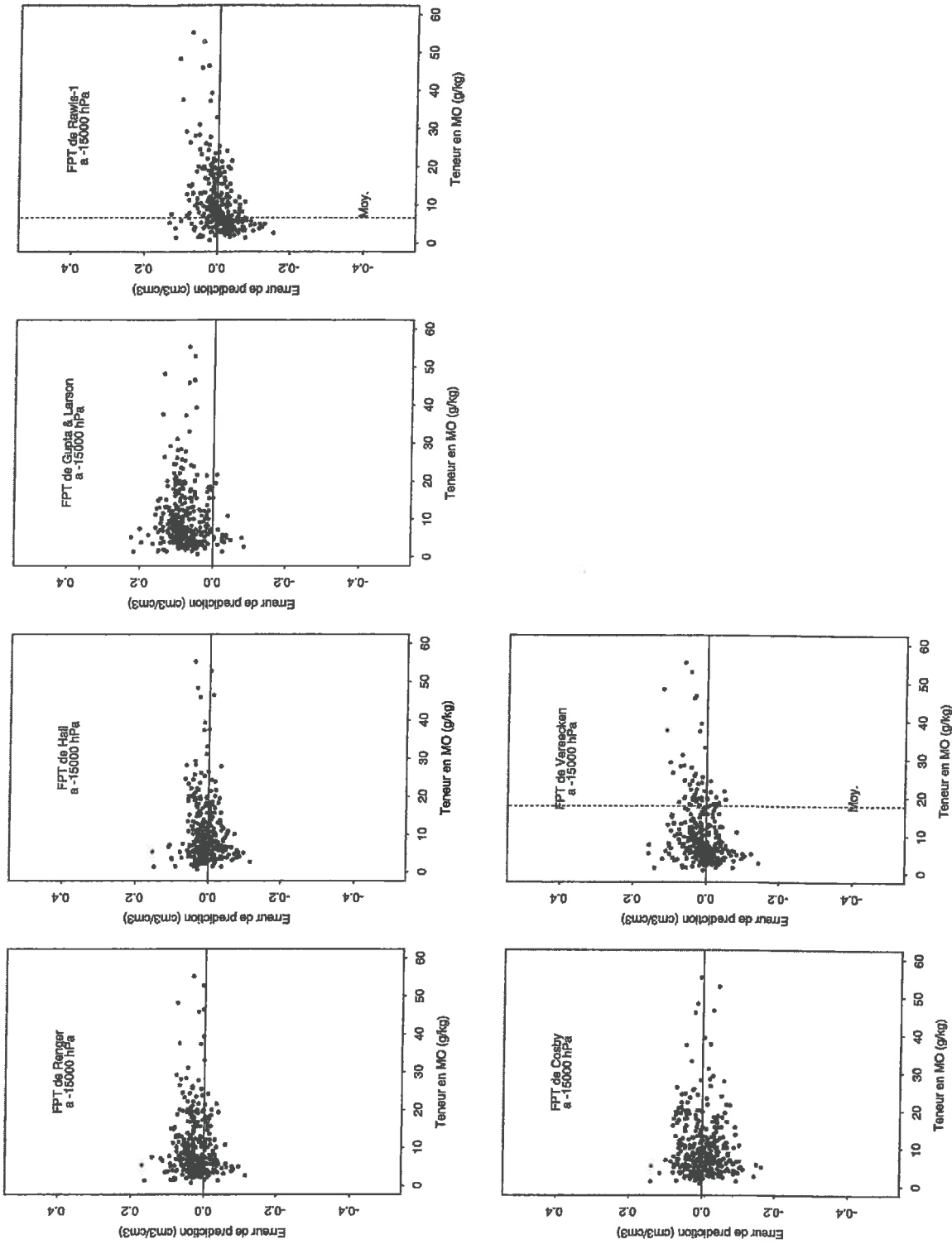


Figure 3.15 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en matière organique de l'échantillon test (-15000 hPa).

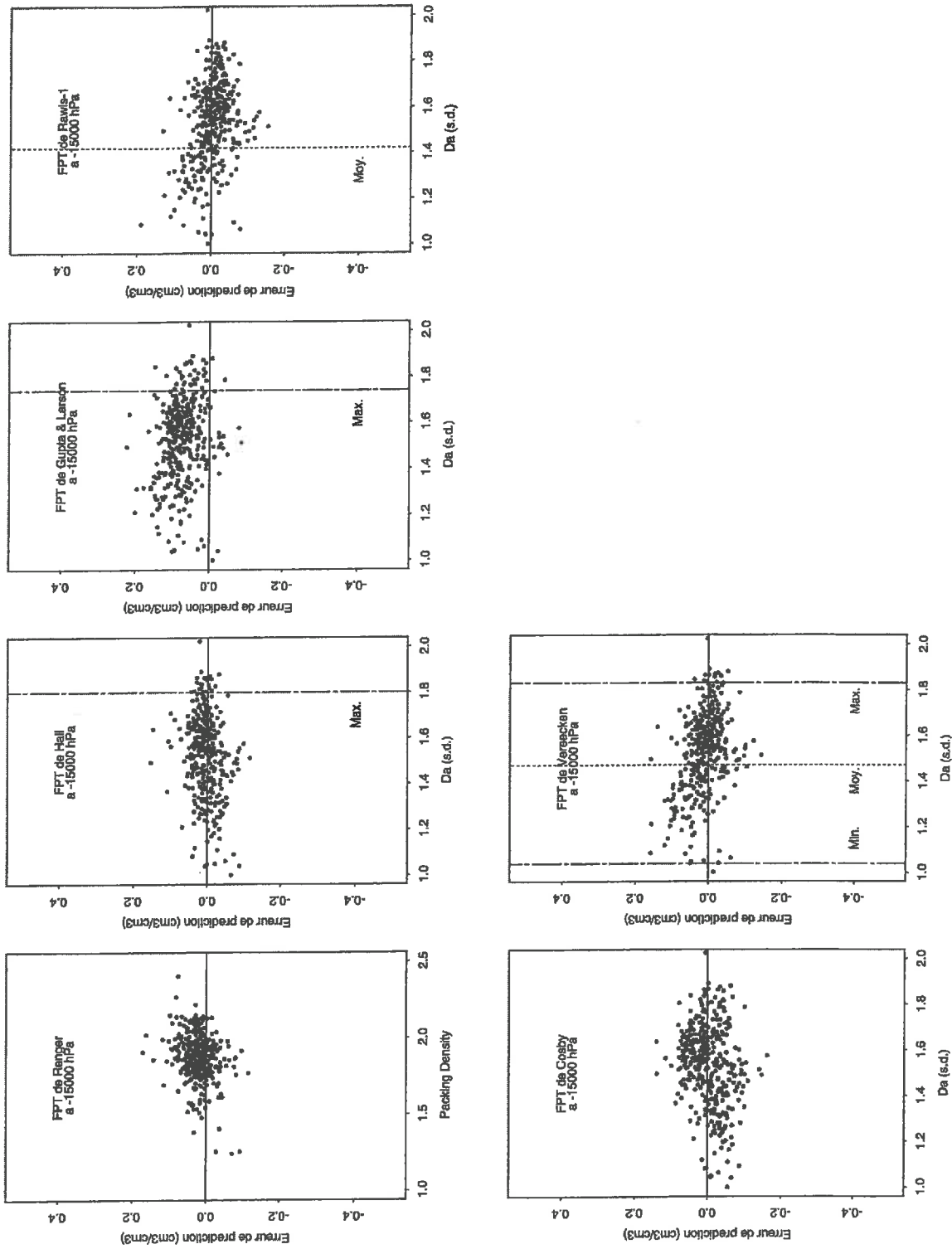


Figure 3.16 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente ou la packing density de l'échantillon test (-15000 hPa).

III. CONCLUSION

En préambule de cette conclusion, il paraît important de souligner un certain nombre de points dont l'incidence éventuelle sur les résultats de notre analyse n'a pas été abordée.

Comme nous avons pu le voir avec les résultats obtenus avec les FPT développées par Gupta et Larson (1979), le protocole ayant conduit à la mesure des teneurs en eau peut avoir un effet déterminant dans l'estimation des teneurs en eau et dans la relation avec les caractéristiques de sol qui en découle. Il faut donc garder à l'esprit, et ceci même si la majorité des fonctions de pédotransfert sélectionnées lors de cette évaluation repose sur des mesures pratiquées sur des échantillons de sols non remaniés, que les protocoles de mesure des propriétés de rétention en eau ayant conduit à l'établissement des fonctions de pédotransfert sont souvent différents des protocoles utilisés pour notre échantillon test. Cette différence peut donc être assimilée à une source de biais mais celle-ci peut difficilement être analysée dans le cadre de notre analyse.

Le second point qui est à souligner concerne l'absence d'information se rapportant aux gammes de variation des teneurs en eau mesurées à chaque valeur de potentiel matriciel et à partir desquelles les fonctions de pédotransfert ont été établies. La connaissance de ces teneurs en eau et leur comparaison avec les teneurs en eau de notre échantillon test auraient sans doute pu contraindre avec plus de précision les domaines de validité de chacune des fonctions de pédotransfert. De façon générale, le peu d'information concernant les données fournies par la littérature est l'un des facteurs limitants principal de l'utilisation d'une fonction de pédotransfert.

L'analyse de la sensibilité des FPT en fonction des gammes de variation couvertes par les variables explicatives nous a permis de mettre en évidence la très forte sensibilité, en termes de surestimation ou de sous-estimation des teneurs en eau à -100 hPa, des FPT développées par Gupta et Larson (1979), Rawls *et al.* (1982) et Cosby *et al.* (1984) aux caractéristiques liées à la composition granulométrique des horizons. Cette sensibilité qui s'estompe à -330 et -15000 hPa, montre que la prise en compte de la composition granulométrique n'est pas suffisante pour pouvoir estimer de façon satisfaisante les teneurs en eau correspondant à un potentiel matriciel élevé, ceci s'explique par le fait que les pores retenant l'eau à -100 hPa (rayon moyen équivalent = 15 μm) ne sont que partiellement liés à la composition granulométrique. Par contre, la composition granulométrique se montre plus adaptée à l'estimation des teneurs en eau à -15000 hPa, ce qui peut s'expliquer par le fait qu'à cette valeur de potentiel matriciel, la porosité qui retient l'eau est largement influencée par la texture des sols.

Le fait que cette sensibilité élevée concerne plus particulièrement les FPT développées à partir de sols provenant des Etats-Unis signifierait que d'autres facteurs que ceux dépendant de la composition granulométrique interviennent dans le déterminisme des propriétés de rétention en eau des sols, notamment des facteurs liés à la minéralogie des constituants minéraux, aux caractéristiques des matériaux parentaux à l'origine des sols et à leur évolution

pédologique. Ceci est d'autant plus vraisemblable qu'aucune différence importante entre les gammes de variation de compositions granulométriques de notre échantillon test et celles des échantillons utilisés pour établir les FPT n'a été relevée. Ce résultat rejoint d'ailleurs ce qui ressortait de l'analyse bibliographique et qui mettait en évidence la dimension régionale d'une fonction de pédotransfert, chaque fonction de pédotransfert intégrant une variabilité propre aux sols des secteurs géographiques considérés.

La distribution des erreurs de prédiction à -100 hPa en fonction de la teneur en sable met en évidence un effet de seuil ; les FPT surestiment la teneur en eau pour des teneurs en sable inférieures à 40 g 100g⁻¹. Ceci est particulièrement le cas des FPT développées par Rawls *et al.* (1982) et Cosby *et al.* (1984) qui, en utilisant des bases de données à effectif très élevé, ont tendance à moyenniser les relations entre «teneurs en eau en fonction du potentiel matriciel » et « caractéristiques des sols ». Elles sont par conséquent adaptées à l'estimation de propriétés de rétention en eau moyennes pour un ensemble de sols. En revanche, ces FPT ne peuvent estimer de façon satisfaisante les propriétés de rétention en eau d'un ou plusieurs sols considérés isolément.

Les FPT qui utilisent des critères de classification conduisent à des résultats de qualité inférieure à ceux que nous pouvions espérer. En effet, la prise en compte du type d'horizon ou de la *packing density* des horizons n'est pas suffisante pour rendre compte de la variabilité des teneurs en eau de notre échantillon test.

Le caractère surestimatoire et de façon globale les faibles performances de la FPT établie par Gupta et Larson (1979) qui perdure avec la baisse des valeurs de potentiel matriciel seraient liés au protocole opératoire (utilisation d'échantillons reconstitués) ayant conduit à la détermination des teneurs en eau.

Enfin, cette évaluation nous a permis de répondre à l'interrogation majeure concernant les FPT disponibles dans la littérature. Elle met en effet en évidence la faible qualité d'estimation, notamment du point de vue du biais, de la plupart des FPT sélectionnées et en particulier aux valeurs de potentiel matriciel les plus élevées. Développer de nouvelles démarches pour établir des FPT apparaît comme une nécessité et sera l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 4

RECHERCHE DE NOUVELLES DEMARCHES POUR ETABLIR DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

Les résultats portant sur la validation des FPT dans le chapitre précédent, ont montré les limites d'utilisation de FPT calibrées pour un ensemble vaste d'horizons. Ces limites sont de deux ordres :

- Elles sont liées à la non spécification des domaines de validité pour lesquels elles ont été établies.
- Elles sont liées à la non prise en compte ou à la prise en compte très partielle de caractéristiques ou de propriétés du sol permettant de tenir compte de la nature des constituants du sol (composition) et de la façon dont ils s'assemblent (structure).

Dans le but d'affiner les relations entre les caractéristiques des sols et les teneurs en eau aux valeurs de potentiel sélectionnées ainsi que pour remédier aux difficultés énoncées ci-dessus, nous allons procéder à la mise en place de classifications. Rappelons que la mise en place de ces classifications fait suite aux travaux effectués par Moulènes en 1993 qui portaient sur la caractérisation hydrodynamique des sols du Languedoc-Roussillon.

Ces classifications devraient permettre de segmenter la variabilité totale des teneurs en eau et de mieux l'organiser en fonction des caractéristiques des sols. Notre hypothèse est qu'en regroupant les individus en fonction de leur appartenance à des classes définies selon un ou plusieurs critères, nous allons rendre communs, à ces individus, un certain nombre de caractères. En contraignant de la sorte la variabilité des propriétés de rétention en eau, nous pensons pouvoir l'expliquer plus facilement à l'aide de caractéristiques de la constitution. Cette discrimination devra cependant s'appuyer sur des critères simples et fournir un nombre suffisant d'individus. En effet, la simplicité des critères apparaît être un bon gage d'applicabilité des FPT. Quant à la nécessité de disposer d'un nombre suffisant d'individus, c'est l'extrapolabilité des FPT qui en dépend.

Notre choix s'est porté sur l'estimation de la teneur en eau à différentes valeurs de potentiel à l'aide d'équations de régression linéaires, au détriment de l'estimation de paramètres d'ajustement de modèles de courbes utilisés pour décrire les variations de θ en fonction du potentiel. Ce choix se justifie par trois raisons essentielles :

- une première source d'erreur est réalisée lors de l'ajustement des paramètres de courbes sur les valeurs expérimentales de teneurs en eau aux différentes valeurs de potentiel. Cette erreur se propage ensuite lors de l'étape d'établissement des FPT.
- certains paramètres des modèles de courbes n'ont pas de signification physique réelle ; leur valeur numérique est donc difficilement interprétable au regard des variables explicatives prises en compte.
- enfin, l'estimation de teneurs en eau à des valeurs de potentiel particulières ne s'oppose en rien à l'utilisation ultérieure de modèles de courbes pour décrire les variations de teneurs en eau en fonction du potentiel.

I. CHOIX DES CRITERES DE CLASSIFICATION ET DES VARIABLES

A. Classification selon l'origine du matériau parental du sol

Les sols sont des objets naturels dont l'état actuel résulte de l'évolution au cours du temps d'un matériau sous l'action combinée de différents facteurs climatiques, biologiques et anthropiques (Duchaufour, 1997). La morphologie d'un sol (caractéristiques macroscopiques, succession d'horizons...) et les caractéristiques de ses constituants (granulométrie, composés organiques, minéralogie...) sont pour partie hérités de la roche-mère ou matériau originel et pour partie liés aux processus pédogénétiques intervenus dans le passé. D'autre part, les constituants et leur assemblage à différentes échelles (structure cristalline, matrice, agrégats...) déterminent pour beaucoup les propriétés hydriques des sols. L'origine des matériaux à partir desquels les sols se sont développés est donc une caractéristique importante à prendre en compte pour expliquer le fonctionnement hydrique des sols. En tenant compte de la nature du matériau originel, il devrait alors être possible de mieux appréhender les relations entre les caractéristiques de constitution et les propriétés de rétention en eau des sols. La pertinence de cette hypothèse va être testée dans ce qui suit grâce à la mise en place d'un système de classification défini selon des critères prenant en compte l'origine du matériau à partir duquel le sol s'est formé.

A cette fin, nous avons défini des classes d'origine de matériaux appropriées aux différents ensembles de sols étudiés. Pour cela, nous nous sommes aidés d'avis d'experts des différents secteurs étudiés et de l'expérience acquise au cours de la réalisation de bases de données de sols à l'échelle du territoire national et à l'échelle de l'Europe. Néanmoins, le découpage des données de référence en un nombre de classes trop important risquait de compromettre les calculs statistiques. En définitive, dix classes de matériaux originels ont été définies en tenant compte des processus de mise en place (mode de dépôt) et d'évolution

géologique (diagenèse). En procédant de la sorte, on aboutit à des classes pour lesquelles les sols diffèrent aussi par l'âge.

Alluvions récentes

Celles-ci correspondent à des matériaux d'apports récents mis en place au Quaternaire récent (Holocène). Les sols développés dans ces alluvions, sont situés en bordure de grandes vallées (Hérault, Loire), en zone côtière (côte méditerranéenne) ou encore issus d'anciens marais (Poitevin et Rochefort). Leur gamme texturale est très étendue, depuis les sols sableux du littoral jusqu'aux sols très argileux des bordures des étangs fluvio-marins.

Alluvions anciennes : terrasses et terrasses villafranchiennes

Ces alluvions sont beaucoup plus anciennes que les précédentes. Une sous classification s'établit selon l'âge des dépôts ; celle-ci permet de rendre compte des processus pédogénétiques. Les plus récents (Quaternaire moyen) sont désignés par le simple terme de « terrasse » et correspondent principalement aux alluvions anciennes de l'Hérault et du Gers. Les plus anciens (Quaternaire inférieur), de même composition que les terrasses de l'Hérault, correspondent à des résidus d'altérations argileuses fortement rubéfiés riches en kaolinite. Ces terrasses sont appelées « terrasses villafranchiennes » du même nom que l'étage du Quaternaire auquel les dépôts correspondent. Les sols associés à ces terrasses villafranchiennes sont des sols beaucoup plus évolués que les sols développés à partir des terrasses et présentent une diversité texturale importante.

Molasses

Les formations molassiques présentent différents faciès. L'un est un faciès de grès calcaire dur ou de conglomérats caillouteux, souvent coquilliers. Les sols développés à partir de telles molasses sont très calcaires. L'autre faciès correspond à des sédiments sableux et les sols sont alors des Calcarisols (Sols bruns calcaires). Ces matériaux sédimentaires se sont formés dans des zones marines de faible profondeur ou dans des zones à sédimentation lagunaire et détritique (Miocène).

Limons éoliens

Ce sont principalement des sédiments d'âge quaternaire, caractérisés par une fraction granulométrique limon dominante. Les sols localisés dans le Perche, le Gâtinais et en forêt de Haye montrent un degré de différenciation pédogénétique supérieur à ceux situés dans le Pays de Caux et en Beauce.

Grès

La classe des grès englobe des sols développés sur des grès de trois types différents : les sols développés sur des grès acides du Primaire, sur des grès glauconieux du Tertiaire et

sur des grès calcaires et acides interstratifiés du Tertiaire. L'ensemble de ces sols se situe dans le Gard, partie Est de la Région Languedoc-Roussillon. Le faible effectif de cette classe ne nous a pas permis d'établir de sous-classification en fonction de ces trois types de grès.

Argiles de décarbonatation

Ces matériaux argileux sont issus de la décarbonatation de formations calcaires (calcaires durs et craies). Cette classe est principalement représentée par la famille de sols appelée « terres d'Aubues ». Ces sols se sont développés dans une formation argilo-limoneuse issue de la décarbonatation des calcaires jurassiques de Bourgogne. Quelques échantillons proviennent des terres rouges à chataîgniers du Berry.

Calcaires marneux

Cette classe est représentée par les sols sur calcaires marneux (Eocène) du bassin crétacé de Villeveyrac (Est de Pézenas), les sols sur calcaires et bancs marno-calcaires (Est de la Région du Languedoc-Roussillon) et les sols sur calcaires marneux aquitaniens ou sur formations cryoturbées fines (Beauce).

Marnes

Cette classe est représentée par les sols sur marnes à *Potamides Basteroti* (Pliocène inférieur) situés sur le glaciaire pliocène raccordant les collines calcaréo-gréseuses de l'Arc de Villeveyrac et la frange littorale, les sols sur marnes situés à l'Est de la Vallée de l'Hérault dans le bassin crétacé de Villeveyrac et les sols sur marnes principalement versicolores d'âges variés (Keuper, Rhétien, Callovien) situés sur le plateau lorrain Sud.

Sédiments détritiques consolidés

Ces sols se sont développés dans des matériaux sédimentaires détritiques présentant des faciès argileux et sableux d'âge Stampien et Burdigalien.

B. Classification selon la texture des horizons

Ce type de classification est utilisé depuis longtemps pour élaborer des FPT. En effet, les travaux de Petersen *et al.* (1968a) portaient déjà sur l'établissement de FPT à partir des classes texturales définies par l'USDA. Plus récemment, le développement de la base de données *HYPRES (HYdraulic PROperties of European Soils)* a conduit à la définition de « class pedotransfer functions » pour chacune des cinq classes du triangle de texture simplifié de la FAO (Wösten *et al.*, 1999). Ces classes permettent alors d'obtenir les teneurs en eau pour 14 valeurs de potentiel matriciel à partir de la fonction paramétrée de Mualem-van Genuchten. Cette classification n'est donc pas nouvelle et elle a déjà montré qu'elle améliorerait la précision des relations (Petersen *et al.*, 1968a ; Wösten *et al.*, 1990). Ceci peut s'expliquer par le fait que la classification texturale correspond à une compartimentation directe des

données qui sont étudiées. Elle est donc susceptible d'exprimer de façon directe la variabilité des teneurs en eau. La classification selon l'origine des matériaux basée sur des critères qualitatifs suppose une organisation plus complexe des relations entre les différentes caractéristiques et propriétés.

La classification texturale possède aussi l'avantage d'utiliser des critères qui sont souvent les régresseurs des FPT. L'utilisation de cette classification qui a fait ses preuves, va donc nous servir de référence dans le travail qui va suivre. La compartimentation en classes de texture de nos échantillons va être abordée à l'aide du système de classification de l'USDA (1951) qui compte 12 classes de texture. Dans le but de faciliter les calculs statistiques et les comparaisons entre les deux classifications, deux classes vont être regroupées (la classe « argile sableuse » et la classe « limon argilo-sableux ») et une classe qui ne comporte aucun élément sera éliminée (classe « limon très fin »). La distribution texturale des échantillons sera donc abordée par l'intermédiaire de 10 classes de texture (Figure 4.1). Notons que les nombres de classes sont identiques pour les deux classifications, ce qui facilitera les comparaisons entre les deux classifications sur la base de critères statistiques.

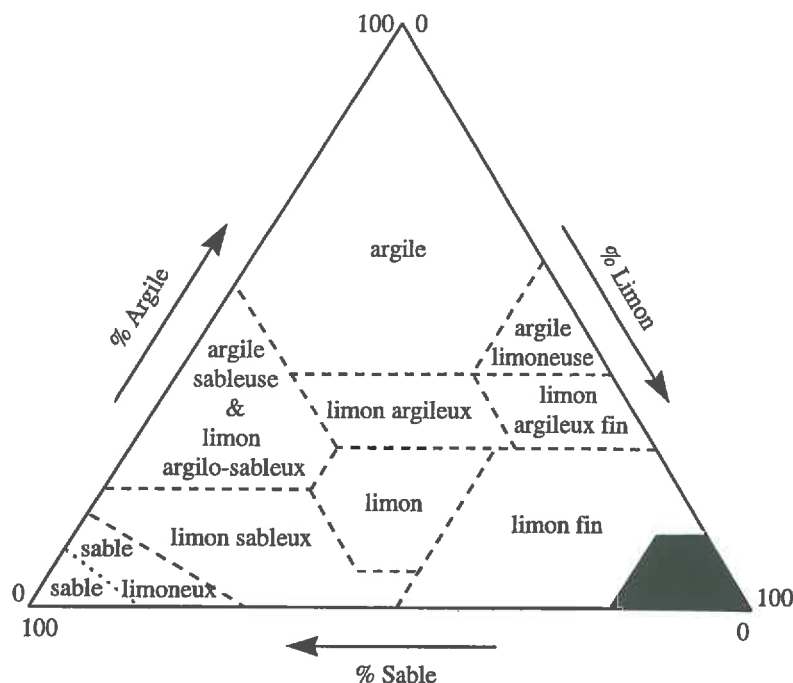


Figure 4.1 : Délimitation des classes texturales utilisées pour établir les régressions selon la classification de l'USDA (1951).

C. Choix et relations entre les variables

Dans le cadre de notre travail, le choix de l'outil d'estimation est celui d'équation de régression linéaire. L'hypothèse sous-jacente à ce choix est que les relations liant les caractéristiques du sol aux propriétés de rétention en eau sont linéaires. Il convient donc d'étudier les relations entre les variables par le biais de matrices de corrélations pour en

déterminer l'intensité. Les relations entre les variables explicatives d'une part et les variables expliquées d'autre part seront aussi abordées pour faire apparaître d'éventuelles corrélations au sein des variables explicatives choisies ou au sein des variables expliquées.

1. *Choix des variables*

Le choix des variables explicatives est fortement conditionné par la disponibilité des données et ce qu'elle implique pour l'utilisation ultérieure de ces FPT. Ce choix s'est porté sur des variables dont l'influence sur les teneurs en eau des sols a de nombreuses fois été montrée (e.g. Reeve *et al.*, 1973 ; Hall *et al.*, 1977 ; Williams *et al.*, 1983 ; Rawls *et al.*, 1991). Ces variables renseignent sur la constitution (composition granulométrique et teneur en carbone organique) ainsi que sur la structure (densité apparente). Toutefois, il est important avant tout calcul d'analyser les relations entre les variables explicatives et les teneurs en eau mesurées aux différentes valeurs de potentiel de nos échantillons puisque celles-ci vont conditionner la qualité des FPT que nous allons établir. Les teneurs en eau sélectionnées correspondent à 6 valeurs de potentiel (-33, -100, -330, -1000, -3300, -15000 hPa). Ces valeurs ont été choisies parce qu'elles étaient communes aux deux sources de données, qu'elles sont représentatives de gammes de porosités suffisamment contrastées et qu'elles permettent une bonne appréhension des courbes de rétention en eau.

2. *Corrélations entre les variables explicatives*

Les effectifs étant différents d'une valeur de potentiel à l'autre, les relations entre les variables explicatives sélectionnées ont été étudiées pour chaque valeur de potentiel. Il en ressort que l'intensité des relations entre les variables explicatives est très variable mais qu'elle s'organise de la même façon d'une valeur de potentiel à l'autre dans la gamme allant de -33 à -3300 hPa.

Nous nous attacherons donc, pour cette gamme de potentiels matriciels, à analyser les relations entre les variables explicatives pour la seule valeur de -330 hPa (Tableau 4.1). Les relations entre les variables explicatives concernant les mesures effectuées à -15000 hPa, étant différentes des précédentes, seront analysées à part (Tableau 4.2).

Dans la gamme de -33 à -3300 hPa, de fortes corrélations sont observées entre les teneurs en argile et en sable ainsi qu'entre les teneurs en limon et en sable (Tableau 4.1). Les corrélations entre ces variables sont négatives et s'expliquent par le fait qu'une granulométrie fine exclut les fractions granulométriques les plus grossières et réciproquement. La densité apparente n'est que faiblement corrélée aux fractions granulométriques et notamment avec la fraction limon. Elle l'est davantage avec la teneur en carbone organique mais cette corrélation reste moyenne. Ceci peut s'expliquer par une variation souvent verticale et opposée de ces deux variables dans l'étude de profil de sol. La teneur en carbone organique est peu corrélée aux fractions granulométriques.

Tableau 4.1 : Matrice des corrélations entre les variables explicatives pour les potentiels compris entre -33 et -3300 hPa.

-330 hPa					
n = 762	Argile	Limon	Sable	Carb. Org.	Dens. App.
Argile	1,000				
Limon	-0,027	1,000			
Sable	-0,687	-0,707	1,000		
Carb. Org.	-0,081	0,015	0,046	1,000	
Dens. App.	-0,204	-0,071	0,196	-0,314	1,000

(Seuil de signification à 1% des coefficients de corrélation : 0,097)

Pour les échantillons ayant fait l'objet de mesures à -15000 hPa, nous pouvons observer que les corrélations entre la densité apparente et les fractions argileuse et sableuse sont beaucoup plus fortes que précédemment (Tableau 4.2). A l'inverse, les corrélations entre la fraction sable et les fractions argile et limon sont moins élevées que pour les plus forts potentiels. Le coefficient de corrélation entre les fractions limon et argile est plus élevé que précédemment. Il montre que les corrélations entre les différentes fractions granulométriques ont des intensités plus semblables que pour la gamme -33 à -3300 hPa. Enfin, le coefficient de corrélation qui lie la densité apparente et le carbone organique est proche de celui enregistré dans la gamme -33 à -3300 hPa.

Tableau 4.2 : Matrice des corrélations entre les variables explicatives pour le potentiel -15000 hPa.

-15000 hPa					
n = 394	Argile	Limon	Sable	Carb. Org.	Dens. App.
Argile	1,000				
Limon	-0,381	1,000			
Sable	-0,541	-0,571	1,000		
Carb. Org.	-0,039	0,078	-0,036	1,000	
Dens. App.	-0,583	0,078	0,447	-0,415	1,000

(Seuil de signification à 1% des coefficients de corrélation : 0,130)

Des corrélations entre les variables explicatives nous retiendrons les fortes corrélations qui existent entre la teneur en sable et les teneurs en limon et en argile. La connaissance de ces trois fractions n'étant pas nécessaire pour déterminer la composition granulométrique d'un horizon, nous nous attacherons donc à utiliser les fractions les moins corrélées entre elles pour établir des FPT, c'est-à-dire la teneur en argile et la teneur en limon.

3. Corrélations entre les variables expliquées

Seuls les individus ayant fait l'objet de mesures de teneur en eau communes à toutes les valeurs de potentiel ont été utilisés pour analyser les corrélations entre les différentes teneurs en eau.

Tableau 4.3 : Matrices des corrélations entre les variables expliquées.

<i>n</i> = 557	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
W33	1,000					
W100	0,922	1,000				
W330	0,834	0,952	1,000			
W1000	0,729	0,866	0,949	1,000		
W3300	0,676	0,806	0,897	0,964	1,000	
W15000	0,681*	0,697*	0,829*	0,870*	0,927*	1,000

(Seuil de signification à 1% des coefficients de corrélation : 0,111)

*Corrélations établies pour 194 échantillons (Seuil de signification à 1% des coefficients de corrélation : 0,185)

Les corrélations entre les variables expliquées sont élevées et cela d'autant plus que les valeurs de teneurs en eau correspondent à des valeurs de potentiel proches (Tableau 4.3). Ainsi, l'intensité de ce lien va en diminuant lorsque les valeurs de teneur en eau correspondent à des valeurs de potentiel de plus en plus différentes. Ce type de relation a d'ailleurs été exploité par Rawls *et al.* (1982), lors de l'établissement de FPT, pour tenter d'améliorer la qualité des estimations. Mais l'utilisation de ces variables dans le cas de développement de FPT, déborde du cadre fixé par le concept de FPT qui met en avant l'utilisation d'informations aisément accessibles et éventuellement facilement mesurables. Il s'oppose, plus particulièrement, à l'utilisation de valeurs de teneurs en eau à des valeurs de potentiel élevées dont la mesure est contraignante.

4. Corrélations entre les variables expliquées et explicatives

Les corrélations du tableau 4.4, sont de loin les plus intéressantes puisqu'elles vont en grande partie conditionner la qualité des FPT que nous allons établir par la suite.

Les corrélations les plus fortes s'établissent :

- pour W33 avec la densité apparente
- pour W100 avec la teneur en sable
- pour W330, W1000, W3300 et W15000 avec la teneur en argile

Ces corrélations montrent que les teneurs en eau mesurées à -33 hPa sont en grande partie influencées par la structure du sol puisque les corrélations entre W33 et la densité apparente sont les plus fortes. Par contre, c'est la fraction granulométrique la plus fine qui influence les teneurs en eau aux plus faibles valeurs de potentiel et notamment à -3300 et -15000 hPa.

Tableau 4.4 : Matrices des corrélations entre les variables explicatives et expliquées.

	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Argile	0,504	0,490	0,760	0,829	0,860	0,884
Limon	0,255	0,480	0,231	0,195	0,159	-0,297
Sable	-0,506	-0,644	-0,705	-0,707	-0,672	-0,514
Carb. Org.	0,253	0,225	0,256	0,212	0,151	0,135
Dens. App.	-0,607	-0,452	-0,517	-0,385	-0,337	-0,759
Seuil (1%)	0,108	0,110	0,097	0,106	0,107	0,130

Les corrélations obtenues avec le carbone organique sont les plus faibles. Cette relation s'explique aisément dans notre cas puisque l'essentiel des prélèvements ont été effectués à plus de 20 centimètres de profondeur. En procédant de la sorte, la gamme de variation du carbone organique est considérablement réduite par rapport à ce qu'elle serait en prenant en compte les horizons de surface. D'autre part, pour les sols cultivés de la zone méditerranéenne représentés par les échantillons prélevés dans le Languedoc-Roussillon, cette caractéristique du sol varie faiblement en raison d'une forte minéralisation liée aux températures élevées (Bonfils, 1993). Il est cependant intéressant d'intégrer cette caractéristique aux variables d'entrées dans la mesure où il serait nécessaire de distinguer les horizons de surface des horizons plus profonds lors de l'établissement de FPT portant sur ces deux types d'horizons. Cette discrimination a déjà été employée par Hall *et al.* (1977) et elle est courante dans le cas de développement de systèmes experts ou de règles de pédotransfert portant sur la détermination de la réserve en eau des sols (Thomasson, 1995).

II. ETABLISSEMENT DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT

L'établissement de fonctions de pédotransfert va d'abord s'effectuer en prenant en compte l'ensemble des horizons (étape préliminaire, Figure 4.2). Cette étape est un préalable nécessaire puisqu'elle permettra de juger de l'intérêt des deux classifications mises en place.

Par la suite, la prise en compte des classifications va se dérouler en deux étapes successives. La première va permettre de tester l'apport des classifications au niveau des équations de régression globales (étape I, Figure 4.2). Cette étape s'effectue en intégrant les classifications en tant que variables qualitatives. La deuxième étape va consister à établir des FPT en fonction des différentes classes correspondant aux deux types de classification (étape II, Figure 4.2).

A. Fonctions de pédotransfert portant sur l'ensemble des données

Les FPT établies sont des équations de régression et la méthode d'ajustement est la méthode des moindres carrés. Le calcul consiste à rendre minimum la somme des carrés des résidus, c'est-à-dire la différence entre les valeurs mesurées et les valeurs prédites.

La variable expliquée est la teneur en eau exprimée en référence massique mesurée aux différentes valeurs de potentiel matriciel ($W_{est}(h)$) et les variables explicatives ou

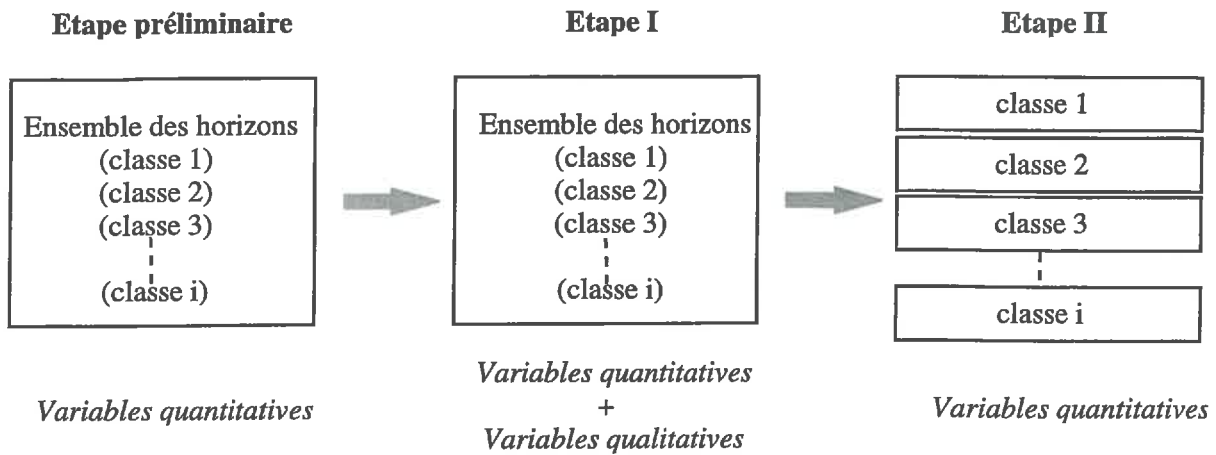


Figure 4.2 : Démarche générale adoptée pour établir des fonctions de pédotransfert prenant les classifications.

Tableau 4.5 : Coefficients des régressions et erreurs-standards (σ) associées portant sur l'ensemble des données.

	W33		W100		W330	
	Coef.	σ	Coef.	σ	Coef.	σ
Intercep	0,4543**	0,0186	0,2983**	0,0172	0,2663**	0,0155
Da	-0,2087**	0,0107	-0,1407**	0,0100	-0,1489**	0,0089
CO	-0,0058	0,0048	0,0076	0,0044	0,0153**	0,0027
Ar	0,0020**	0,0001	0,0021**	0,0001	0,0034**	0,0001
Li	0,0007**	0,0001	0,0012**	0,0001	0,0010**	0,0001
	W1000		W3300		W15000	
	Coef.	σ	Coef.	σ	Coef.	σ
Intercep	0,1679**	0,0138	0,1519**	0,0121	0,2800**	0,0208
Da	-0,0960**	0,0079	-0,0879**	0,0070	-0,1418**	0,0105
CO	0,0129**	0,0034	0,0064*	0,0031	0,0010	0,0021
Ar	0,0036**	0,0001	0,0036**	0,0001	0,0026**	0,0001
Li	0,0008**	0,0001	0,0005**	0,0001	-0,0001	0,0001

* Coefficient significatif pour $\alpha = 0,025$

** Coefficient significatif pour $\alpha = 0,001$

régresseurs sont la densité apparente (Da), la teneur en carbone organique (CO), la teneur en argile (Ar) et la teneur en limon (Li). Les 3 fractions granulométriques ne sont pas nécessaires puisque la troisième est déterminée par les 2 autres.

Ces équations de régression sont bâties selon le modèle :

$$W_{est}(h) = a + b_1 \times Da + b_2 \times CO + b_3 \times Ar + b_4 \times Li \quad [4.1]$$

où a , b_1 , b_2 , b_3 , b_4 sont des coefficients de régression.

Elles font appel aux régresseurs dits quantitatifs cités précédemment. Pour rendre plus simple l'utilisation des équations de régression, les différentes variables n'ont pas été centrées et réduites. Ce qui a pour effet de générer des coefficients de poids différent selon qu'il s'agit de l'ordonnée à l'origine (*Intercep*), de la densité apparente (Da) ou des autres variables de constitution (Tableau 4.5).

Nous pouvons noter que les coefficients appliqués à la variable Da sont négatifs, c'est-à-dire que la teneur en eau diminue lorsque Da augmente et cela quelle que soit la valeur du potentiel matriciel à laquelle est mesurée la teneur en eau. Inversement pour les coefficients liés aux autres variables et à une exception près, la teneur en eau augmente avec les teneurs en argile et en limon, quelle que soit la valeur du potentiel matriciel. Ces observations sont en accord avec le signe des coefficients de corrélation qui liait ces variables aux teneurs en eau (Tableau 4.4). Nous pouvons constater aussi que les variables n'ont pas la même influence dans les équations, d'une part, les unes par rapport aux autres au sein d'une même valeur de potentiel, et d'autre part, en fonction de la valeur du potentiel. En effet, la densité apparente a un poids important dans les équations, notamment pour les teneurs en eau mesurées aux fortes valeurs de potentiel matriciel ($W33$, $W100$ et $W330$). L'influence de la teneur en argile est plutôt importante pour les potentiels les plus faibles alors que celle de la teneur en carbone organique l'est plutôt pour les potentiels les plus élevés. La teneur en limon quant à elle, n'intervient qu'avec un poids très réduit quelle que soit la valeur du potentiel matriciel à laquelle la teneur en eau est mesurée. Ces observations sont encore une fois en accord avec ce que nous pouvons constater avec les coefficients de corrélation présentés dans le tableau 4.4.

1. Critères de la qualité de l'estimation

La qualité de l'ajustement et la précision des résultats seront abordés par l'intermédiaire du coefficient de détermination et de l'écart-type des résidus.

a. Coefficient de détermination

Le coefficient de détermination (R^2) va nous permettre de donner une valeur à la qualité de l'ajustement du modèle fournie par les équations de régression. Il est calculé à partir de :

$$\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 = \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2 + \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad [4.2]$$

où y_i et \hat{y}_i sont respectivement la valeur mesurée et la valeur prédite de teneur en eau. \bar{y} est la moyenne des teneurs en eau mesurées et n , le nombre total d'individus.

L'équation [4.2] peut être explicitée de la façon suivante :

$$\text{Variance totale (ST)} = \text{Variance due au modèle (SCR)} + \text{Variance résiduelle (SCER)}$$

Le coefficient de détermination représente la proportion de variabilité de la teneur en eau expliquée par les régresseurs utilisés par rapport à la variabilité totale. Si la valeur est voisine de 1, nous dirons que les régresseurs expliquent bien la variabilité de teneur en eau et réciproquement si la valeur est proche de 0.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad [4.3]$$

b. Ecart-type des résidus

L'écart-type des résidus représente la variabilité de l'erreur de prédiction de chacune des équations de régression, il permet donc d'appréhender la précision fournie par l'équation. Son calcul s'effectue de la manière suivante :

$$\sigma_{res} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{(n - q - 1)}} \quad [4.4]$$

où n est le nombre total d'individus et q le nombre de variables explicatives.

2. Résultats

Le tableau 4.6 montre que les équations de régression portant sur l'ensemble des individus génèrent des coefficients de détermination moyens pour les valeurs de potentiel matriciel égales à -33 et -100 hPa et plutôt élevés en deçà de -100 hPa.

Le tableau 4.6 montre aussi que l'écart-type des résidus diminue avec la valeur du potentiel matriciel mais il doit être rapporté à la valeur moyenne de teneur en eau pour permettre une comparaison des erreurs engendrées par les différentes équations de régression.

Ainsi, le calcul montre, par exemple, que l'erreur obtenue avec l'équation permettant d'estimer la teneur en eau à -33 hPa est inférieure à celle effectuée par l'équation permettant d'estimer la teneur en eau à -3300 hPa. Cette dernière erreur représente 20 % de la valeur de teneur en eau alors que la première erreur n'en représente que 18 %. Néanmoins, pour les équations de régression correspondant aux cinq potentiels les plus élevés, l'erreur est peu variable d'un potentiel à l'autre puisqu'elle représente, pour les régressions globales, de 18 à 20% des valeurs de teneurs en eau. Seule l'équation de régression établie pour la teneur en eau à -15000 hPa se distingue avec une erreur inférieure à 15%.

Tableau 4.6 : Coefficients de détermination, teneurs en eau massiques moyennes ($g\ g^{-1}$) et écarts-types des résidus ($g\ g^{-1}$) sur l'ensemble des données.

W(h)	n	R ²	\bar{W}_{mes}	$\sigma_{résidus}$
W33	597	0,61	0,218	0,041
W100	574	0,60	0,188	0,038
W330	762	0,77	0,194	0,038
W1000	640	0,80	0,158	0,031
W3300	616	0,82	0,135	0,027
W15000	394	0,87	0,161	0,024

L'utilisation des résidus pour tester l'efficacité des régressions suppose qu'ils soient distribués de façon aléatoire et que leur moyenne soit nulle pour que le modèle linéaire soit correct. La figure 4.3 montre que les résidus sont distribués selon une courbe gaussienne et se répartissent bien de part et d'autre de la valeur 0.

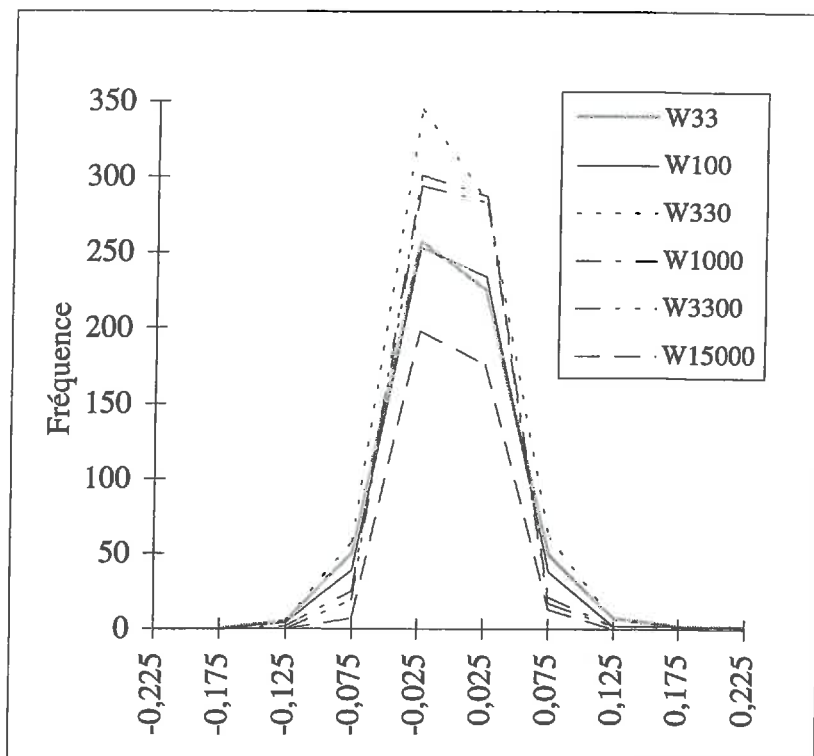


Figure 4.3 : Distribution des résidus ($g\ g^{-1}$) pour l'ensemble des données

Nous pouvons donc considérer que la distribution des résidus obéit à une loi normale de moyenne nulle. le modèle linéaire employé est par conséquent correct.

Nous nous sommes, par ailleurs, intéressés à la distribution des résidus en fonction des variables explicatives utilisées par le modèle et notamment les variables liées à la granulométrie (teneurs en argile et en limon) et à la densité apparente. Ceci afin de vérifier si les distributions des erreurs de prédiction observées lors de l'évaluation des FPT existantes dans le chapitre 3 ne seraient pas le fait d'une structure particulière dans nos données.

L'analyse des résidus en fonction de la teneur en argile pour les six valeurs de potentiel matriciel sélectionnées montre une très faible structuration des résidus pour les potentiels les plus élevés (-33 et -100 hPa) et aucune pour les quatre autres valeurs de potentiel (Figure 4.4). Le modèle sous-estime les teneurs en eau à -33 et -100 hPa pour les teneurs en argile les plus faibles et les plus élevées. Toutefois, cette structuration est différente de celle que nous pouvions observer avec Rawls-1 et Rawls-2 à -100 hPa (Figure 3.3). D'autre part, l'amplitude de cette structuration est sans commune mesure avec celle observée pour Rawls-1 et Rawls-2.

L'analyse des résidus en fonction des teneurs en limon ne montre aucune structuration quelle que soit la valeur de potentiel matriciel analysée (Figure 4.5).

De même, aucune structuration n'apparaît lors de l'analyse des résidus en fonction de la densité apparente (Figure 4.6). Seule une dispersion plus importante des résidus s'observe pour les valeurs de densité apparente faibles qui correspondent aux potentiels matriciels les plus élevés (-33 et -100 hPa). Cette observation est toutefois normale puisque les faibles valeurs de densité apparente correspondent à des porosités pouvant se répartir de façon différente entre la matrice et la macroporosité et conduisent à des teneurs en eau différentes. Ces observations permettent donc d'affirmer qu'aucune structure particulière ne découle de nos données.

B. Fonctions de pédotransfert prenant en compte les classifications

1. Apport des classifications pour les régressions

Pour comparer globalement les équations de régression selon la présence ou non de classification, nous allons au préalable réaliser des calculs en intégrant les classifications en tant que variables. Il s'agit de variables qualitatives ou indicatrices qui renseignent sur l'appartenance des individus à une classe en fonction de la classification considérée. Ces dernières variables viennent s'ajouter aux 4 variables quantitatives citées précédemment (II. A.).

a. Mise en place des équations de régression intégrant les classifications

L'étape préliminaire à l'établissement de ces équations est la codification des variables indicatrices. Ces variables indicatrices ne prennent que la valeur 1 ou 0 selon que les individus appartiennent ou non à la classe établie par une classification.

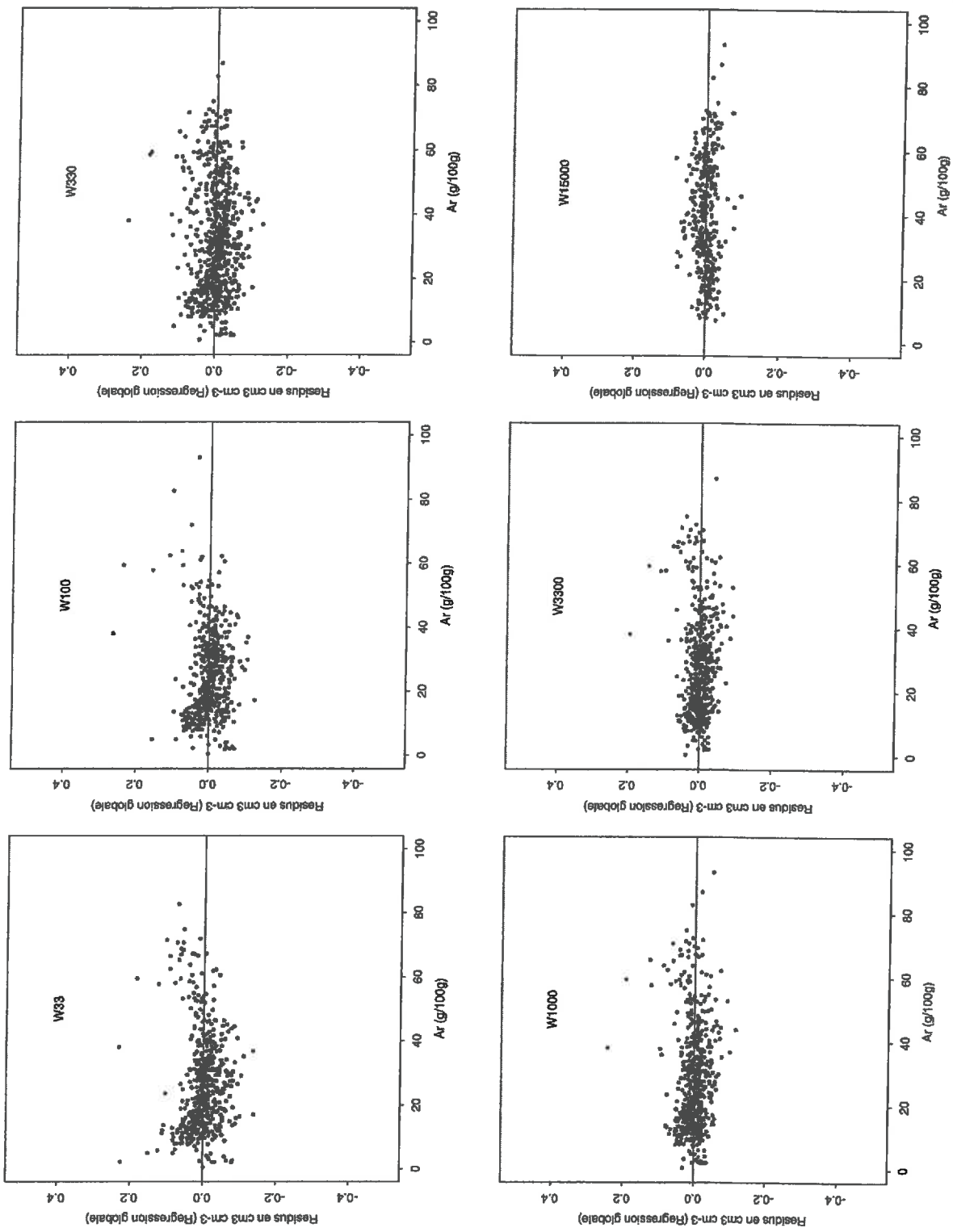


Figure 4.4 : Distribution des résidus en fonction de la teneur en argile de l'échantillon global.

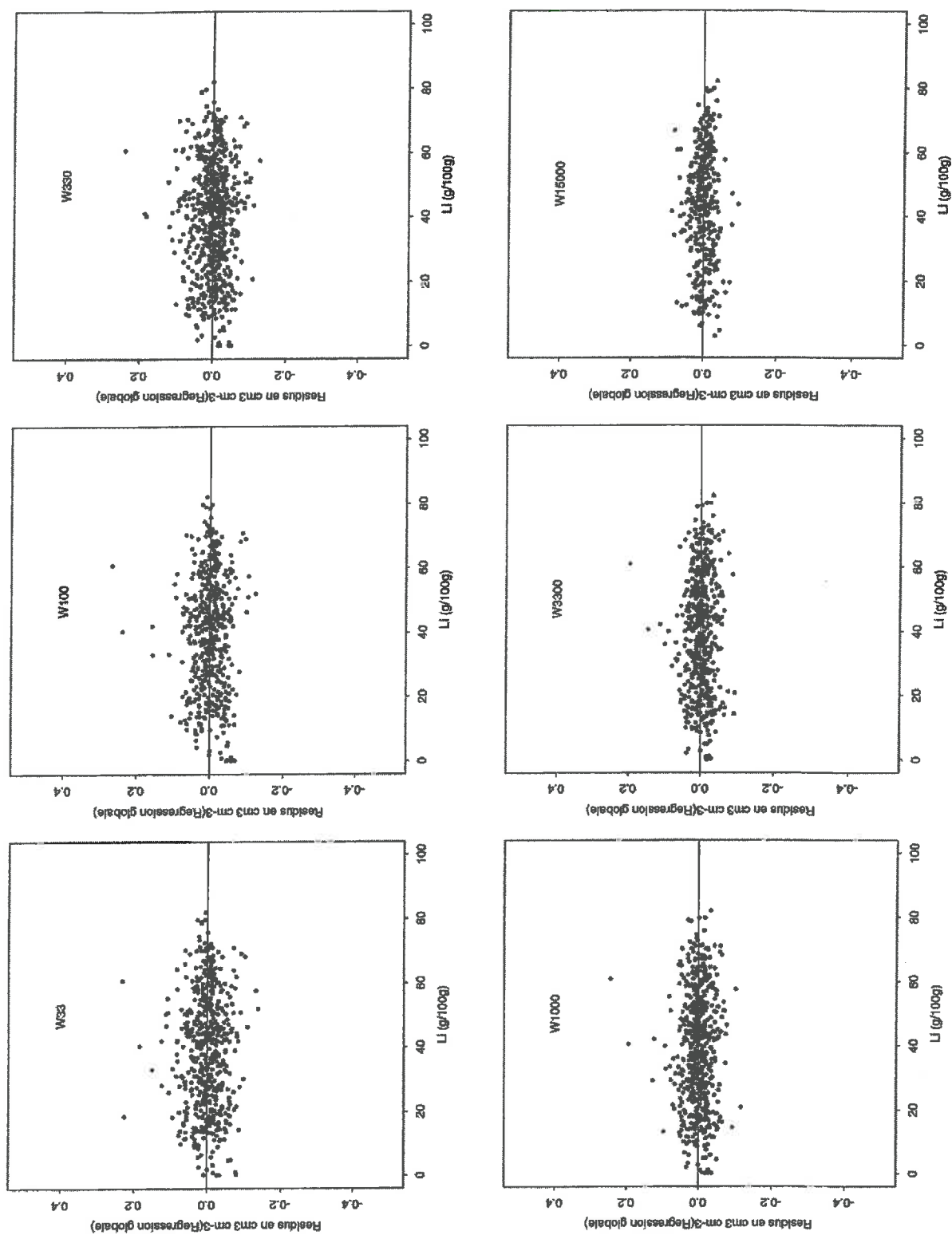


Figure 4.5 : Distribution des résidus en fonction de la teneur en limon en limon de l'échantillon global.

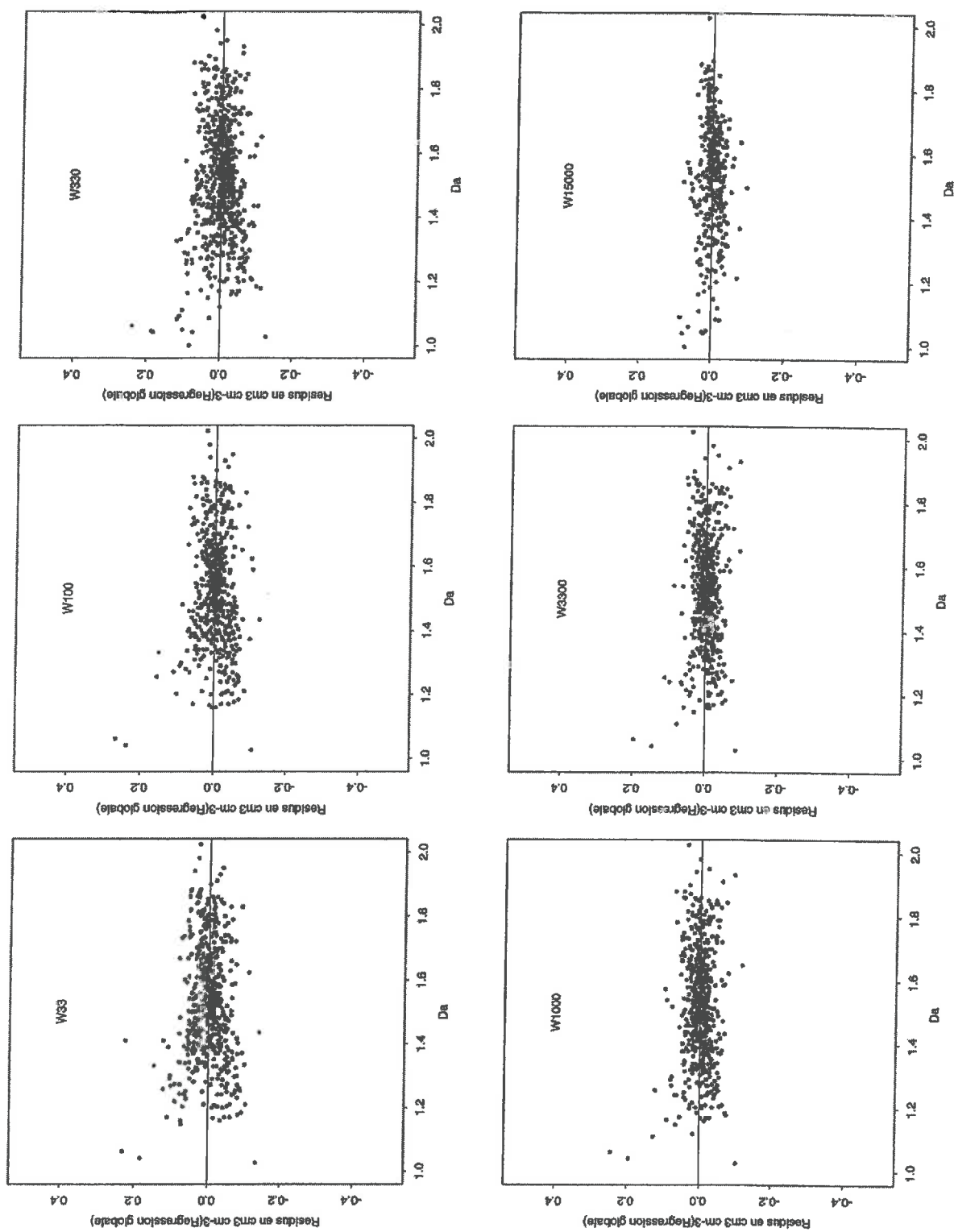


Figure 4.6 : Distribution des résidus en fonction de la densité apparente de l'échantillon global.

Pour les deux types de classification, nous introduisons 8 ou 9 variables indicatrices suivant la valeur du potentiel matriciel, pour distinguer 9 ou 10 classes, respectivement. La neuvième ou dixième classe est parfaitement connue à l'aide des précédentes puisque les variables indicatrices codées prennent toutes la valeur 0.

Trois équations de régression sont donc calculées. La première repose sur les quatre variables quantitatives et correspond à l'équation [4.1].

Pour la deuxième viennent s'ajouter aux variables quantitatives, les variables indicatrices d'appartenance de la classe de matériau. On obtient alors, des relations de la forme:

$$W_{est}(h) = a + b_1 Da + b_2 CO + b_3 Ar + b_4 Li + \sum_{i=1}^{k-1} (c_i Mat_i + d_i Mat_i Da + e_i Mat_i CO + f_i Mat_i Ar + g_i Mat_i Li) \quad [4.5]$$

où Mat_i sont les variables indicatrices des classes de matériau et k le nombre total de classes de matériau.

Pour la dernière viennent s'ajouter aux variables quantitatives précédentes, les variables indicatrices d'appartenance à la classe texturale. On obtient alors, des relations de la forme :

$$W_{est}(h) = a + b_1 Da + b_2 CO + b_3 Ar + b_4 Li + \sum_{i=1}^{k-1} (c_i Tex_i + d_i Tex_i Da + e_i Tex_i CO + f_i Tex_i Ar + g_i Tex_i Li) \quad [4.6]$$

où Tex_i sont les variables indicatrices des classes texturales et k le nombre total de classes texturales.

b. Critères utilisés pour juger de l'apport des classifications

Une fois les équations de régression établies, les coefficients de détermination (R^2) sont calculés. Ceux-ci vont nous permettre de donner une valeur à la qualité de l'ajustement du modèle fournie par les équations de régression.

Ces valeurs de R^2 vont nous permettre ensuite de tester l'apport des variables qualitatives en calculant la statistique de Fisher dont l'utilisation est décrite par Tomassone *et al.* (1983).

$$F(p-q, n-p-1) = \frac{(R_p^2 - R_q^2) / (p-q)}{(1 - R_p^2) / (n-p-1)} \quad [4.7]$$

où p est respectivement le nombre de variables impliquées dans les équations de régression faisant intervenir les classifications, q est le nombre de variables des équations faisant intervenir uniquement les variables quantitatives et n est le nombre total d'individus.

c. Résultats

Coefficients de détermination

Le tableau 4.7 présente les coefficients de détermination obtenus avec les équations de régression obtenues sans et avec prise en compte des classifications.

Tableau 4.7 : Coefficients de détermination des régressions.

Type de classification	R ²					
	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Sans classification	0,61	0,60	0,77	0,80	0,82	0,87
Origine des matériaux	0,74	0,74	0,87	0,88	0,89	0,92
Texture	0,75	0,75	0,85	0,87	0,88	0,91
<i>n</i>	597	574	762	640	616	394

Nous remarquons, avec les coefficients de détermination des équations de régression sans classification, que les modèles semblent déjà bien expliquer les variabilités de teneurs en eau mesurées, notamment pour les valeurs de potentiel les plus faibles (de -330 à -15000 hPa).

Néanmoins, les coefficients de détermination sont améliorés avec les deux types de classification, avec une amélioration plus importante pour les valeurs de potentiel les plus élevées (-33 à -330 hPa). Par ailleurs, nous notons peu de différence entre les coefficients de détermination des deux types de classification. Cette faible différence est variable en fonction du potentiel matriciel puisqu'elle s'exprime à l'avantage de la classification texturale pour les potentiels les plus élevés (-33 et -100 hPa) et inversement pour les autres valeurs de potentiel.

Cependant, l'utilisation des coefficients de détermination dans le but d'apprécier l'amélioration de la qualité de l'ajustement des équations de régression prenant en compte des variables en quantité différente est à considérer avec précaution. En effet, il faut avoir à l'esprit que les coefficients de détermination sont mécaniquement supérieurs dès lors que le nombre de variables prises en compte par les équations de régression augmente. Par conséquent, une partie de l'augmentation de la valeur des coefficients de détermination dans le cas de la prise en compte des classifications est imputable au nombre de variables intervenant dans l'équation de régression. Ce constat ne s'applique néanmoins pas aux équations de régression se rapportant aux deux types de classification puisque le nombre de variables impliquées dans celles-ci est identique dans les deux cas.

Statistique de Fisher

La statistique de Fisher va donc nous permettre de confirmer ou d'infirmer la tendance qui se dégage des coefficients de détermination et qui indiquerait que la classification selon le type de matériau est globalement la plus intéressante.

Le calcul de la statistique de Fisher permet, en effet, de tester l'hypothèse H_0 selon laquelle l'introduction des variables indicatrices des classes texturales ou des matériaux est significative ou non. L'hypothèse adaptée est donc :

$$H_0 : (c_i = d_i = e_i = f_i = g_i = 0)$$

contre l'alternative qu'au moins un des coefficients n'est pas nul. L'hypothèse est testée suivant le risque de première espèce, c'est-à-dire la minimisation du risque de rejeter H_0 alors que H_0 est vrai. Nous prendrons pour seuils de rejet de H_0 , les probabilités α de 0,001.

Les résultats du tableau 4.8 montrent l'effet positif des deux types de classification (différence très hautement significative pour tous les potentiels). Néanmoins et à l'image des résultats concernant le calcul des R^2 , les valeurs de F calculées pour les deux types de classification permettent d'observer une hiérarchisation dans l'apport que procurent les classifications aux régressions en fonction de la valeur du potentiel matriciel. En effet, les résultats du tableau 4.8 montre que l'apport de la classification texturale semble légèrement supérieur à celui de la classification par type de matériaux aux fortes valeurs de potentiel (-33 et -100 hPa) et inversement pour les plus faibles valeurs de potentiel. Les différences les plus notables sont observées pour les valeurs de potentiel de -330 et -15000 hPa.

Tableau 4.8 : Statistique de Fisher : apport des classifications dans les régressions.

Type de classification	F					
	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Origine des matériaux	6,93 (T.H.S.)	7,15 (T.H.S.)	11,97 (T.H.S.)	8,44 (T.H.S.)	7,82 (T.H.S.)	8,48 (T.H.S.)
Texture	8,23 (T.H.S.)	7,99 (T.H.S.)	7,39 (T.H.S.)	6,10 (T.H.S.)	6,00 (T.H.S.)	4,74 (T.H.S.)

T.H.S. : Très Hautement Significatif ($\alpha = 0,001$)

Cette première analyse des équations de régression globales, prenant en compte ou non les classifications, à l'aide du coefficient de détermination et de la statistique de Fisher permet de dégager un effet positif, au sens large, de la démarche de classification. Elle permet d'autre part, de donner globalement l'avantage, en termes d'amélioration de la variabilité expliquée et de significativité de la prise en compte de nouvelles variables, à la classification par type de matériau. Dans le travail qui va suivre, nous allons procéder à l'établissement d'équations de régression suivant les classes définies selon le type de matériau et la texture des horizons afin

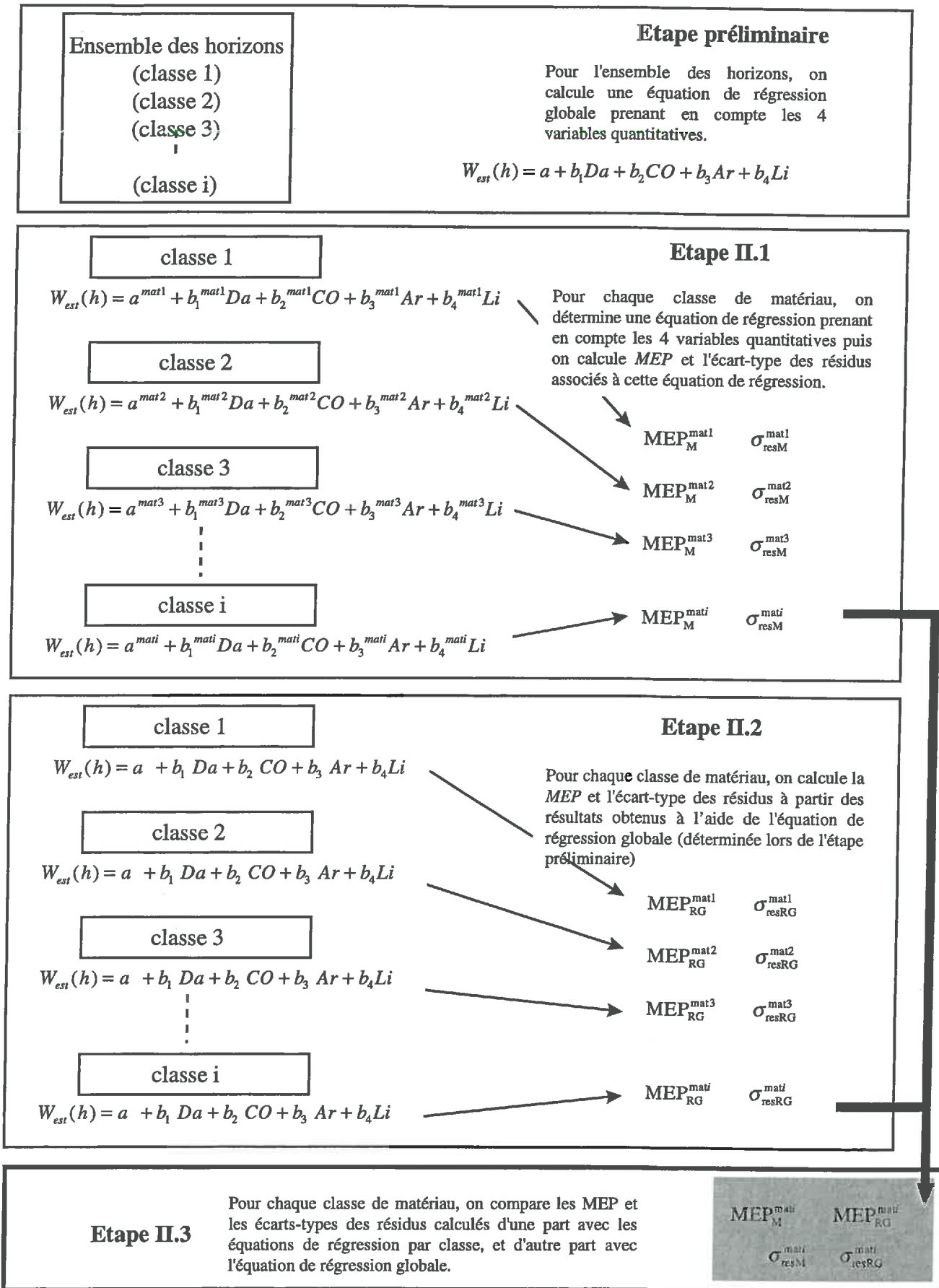


Figure 4.7 : Fonctions de pédotransfert prenant en compte la classification par type de matériau - Présentation de la démarche permettant la comparaison avec les équations de régression globales (cette démarche est aussi valable pour la classification texturale).

Tableau 4.9 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_M et MEP_{RG} en $g\ g^{-1}$) pour la classification par origine de matériau.

	W33			W100			W330			W1000			W3300			W15000		
	n	MEP_M	MEP_{RG}	n	MEP_M	MEP_{RG}	n	MEP_M	MEP_{RG}	n	MEP_M	MEP_{RG}	n	MEP_M	MEP_{RG}	n	MEP_M	MEP_{RG}
Alluvions	134	0,001	-0,018	134	-0,001	-0,018	163	0,001	-0,018	135	-0,000	-0,011	133	-0,000	-0,010	63	0,000	-0,013
Calcaires marneux	45	0,000	0,026	45	-0,000	0,017	47	0,001	0,024	45	-0,003	0,022	45	-0,001	0,017	17	0,000	0,028
Limons éoliens	106	0,001	-0,002	107	-0,002	-0,005	116	-0,003	-0,004	107	0,003	0,001	107	0,002	0,004	116	-0,001	0,002
Grès	12	0,001	0,035	12	-0,000	0,030	12	0,001	0,033	12	0,000	0,027	12	0,001	0,021	-	-	-
Argiles de décarbonatation	-*	-	-	-	-	-	62	-0,001	-0,009	21	0,001	-0,004	15	0,001	0,000	63	0,002	-0,005
Marnes	83	-0,002	-0,005	55	-0,000	0,002	125	-0,002	-0,000	97	0,002	-0,003	89	-0,001	-0,006	88	0,000	-0,004
Molasses	92	-0,001	0,008	96	-0,000	0,002	96	-0,001	0,008	92	0,000	0,006	92	0,000	0,007	-	-	-
Sédiments détritiques	11	-0,001	-0,002	11	0,000	-0,013	26	0,000	-0,015	17	-0,001	-0,000	13	-0,001	0,002	23	-0,001	0,007
Terrasses	77	-0,000	0,012	77	0,001	0,005	78	-0,001	0,009	77	-0,000	0,008	73	0,000	0,007	24	0,003	-0,006
Terrasses villa.	37	-0,001	0,014	37	-0,000	0,008	37	-0,001	0,013	37	-0,001	0,017	37	-0,001	0,019	-	-	-
Moy. MEP	597	0,001	0,013	574	0,001	0,011	762	0,001	0,013	640	0,001	0,010	616	0,001	0,009	394	0,001	0,009
Ech. Total	597		0,001	574		-0,002	762		-0,001	640		0,002	616		0,002	394		-0,002

* Classe non représentée

 MEP_M : Erreur moyenne de prédiction des teneurs en eau produite par les régressions calibrées sur les individus représentatifs des classes de matériau. MEP_{RG} : Erreur moyenne de prédiction des teneurs en eau produite par les régressions globales appliquées aux individus représentatifs des classes de matériau.

de tester l'amélioration de l'estimation des teneurs en eau apportée par les deux types de classification par rapport aux équations de régression globales ne prenant en compte aucune classification.

2. Equations de régression par classe de matériau

A l'instar des équations de régressions portant sur l'ensemble des données, les équations de régression par classe de matériau seront bâties selon le modèle [4.1]. Les coefficients de régression des équations de régression correspondant à chacune des classes de matériaux sont détaillés en annexe (Annexe 3).

La justesse et la précision de l'ajustement vont être abordées pour chacune des classes de matériau par l'intermédiaire de l'erreur moyenne de prédiction (MEP , équation [3.1]) et de l'écart-type des résidus (σ_{res} , équation [4.4]). Pour juger l'apport réel des équations établies pour chacune des classes par rapport à l'équation portant sur l'ensemble des individus, les MEP et les écarts-types des résidus vont être aussi calculés pour les régressions globales appliquées aux individus appartenant aux différentes classes. Les calculs porteront donc, sur les mêmes individus comportant les mêmes caractéristiques mais l'estimation de la teneur en eau se fera à l'aide de deux équations comportant des coefficients de régression différents puisque l'une est calibrée à partir des seuls individus appartenant à la classe de matériau et l'autre à partir de l'ensemble des individus. Les différentes étapes qui permettent de juger l'apport des équations de régression établies pour chacune des classes de matériaux sont synthétisées dans la figure 4.7. Cette façon de procéder s'applique aussi aux équations de régression établies pour chacune des classes texturales.

a. Erreurs moyennes de prédiction

L'erreur moyenne de prédiction est un critère qui permet, comme nous l'avons vu au chapitre portant sur la validité des FPT existantes, d'appréhender le biais produit par un modèle d'estimation. Le signe de MEP permet en outre, de connaître la tendance globale qu'a le modèle à surestimer ou à sous-estimer la valeur qu'il prédit.

Les résultats du tableau 4.9 présentent les MEP calculés à partir de l'équation calibrée sur les individus appartenant à chacune des classes de matériau (MEP_M) et celles calculées à partir de l'équation globale appliquée aux individus appartenant à chacune des classes de matériau (MEP_{RG}). Ces résultats montrent que très logiquement les biais produits par les régressions globales au sein de chaque classe sont supérieurs à ceux produits par les régressions propres à chacune des classes de matériau. Ces différences sont dues à des conditions de non biais qui s'exercent à des niveaux différents. En effet, dans un cas la régression est non biaisée globalement (équations de régression prenant en compte l'ensemble des individus) alors que dans l'autre, la régression étant établie par classe de matériau,

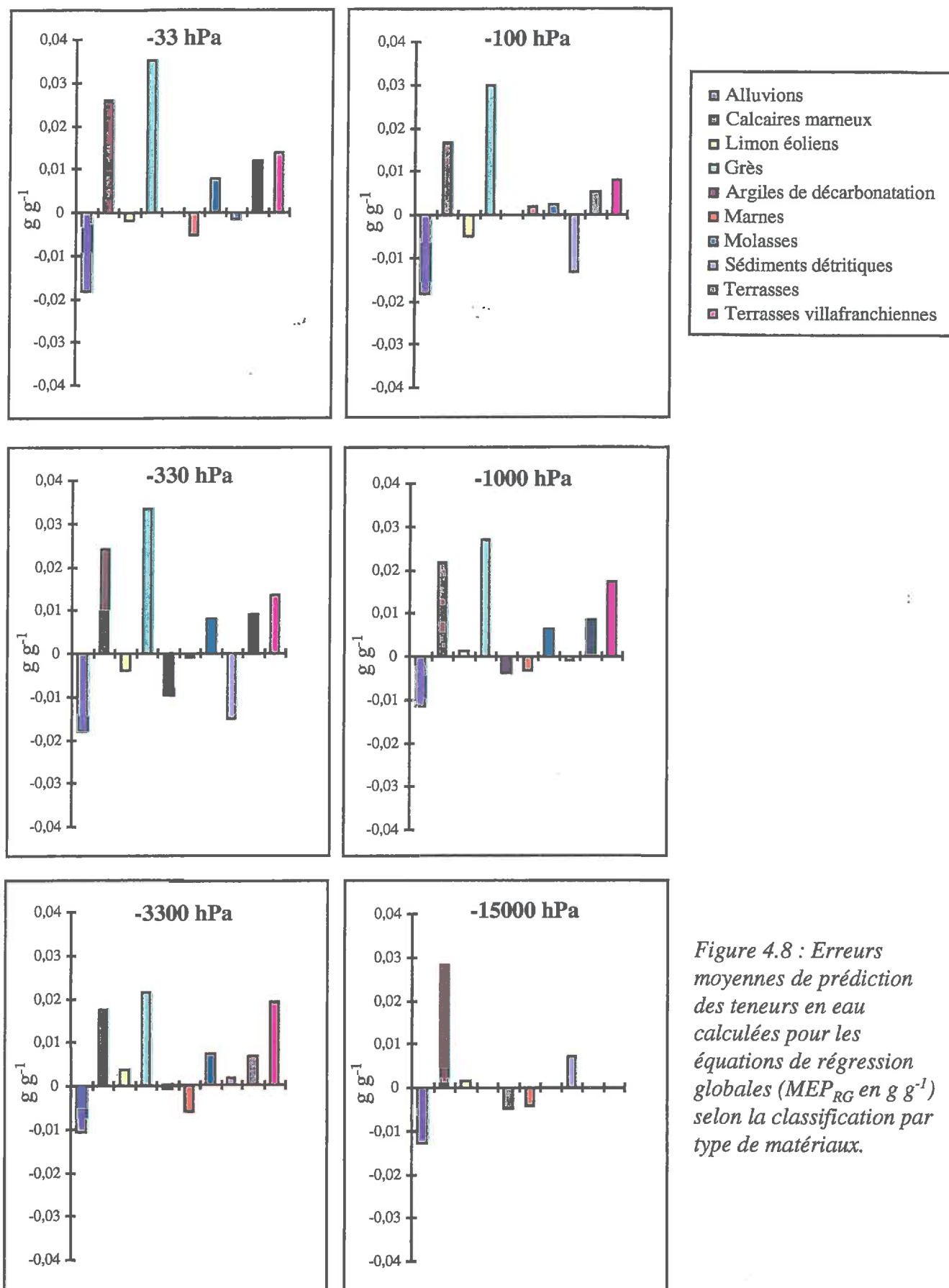


Figure 4.8 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau calculées pour les équations de régression globales (MEP_{RG} en $g\ g^{-1}$) selon la classification par type de matériaux.

la condition de non biais s'exerce au sein de chaque classe. Les biais produits par les équations de régression établies à partir des différentes classes (MEP_M) nécessairement faibles puisque répondant à la condition de non biais propre à chacune des classes ne seront donc pas discutés. Par contre, les MEP_{RG} vont permettre de distinguer les classes de matériau pour lesquelles les régressions globales produisent les biais les plus importants. Ces derniers sont présentés dans la figure 4.8.

Les biais produits par les régressions globales lorsqu'elles sont appliquées aux individus appartenant à chacune des classes (MEP_{RG}) sont les plus élevés pour les classes de matériaux « alluvions », « calcaires marneux », « grès » et « terrasses villafranchiennes ». Ces résultats rendent donc pleinement légitime l'établissement d'équations de régression pour ces quatre classes de matériau.

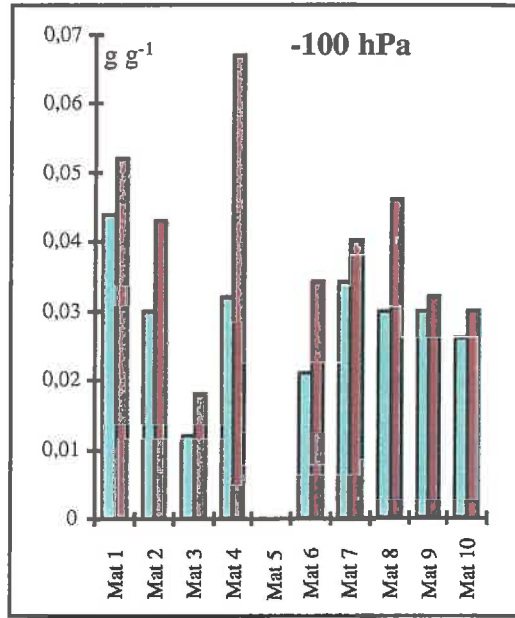
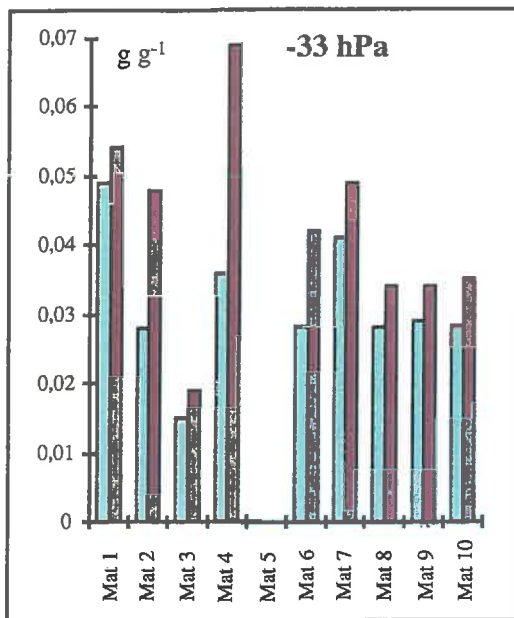
Il est intéressant aussi, de remarquer que les valeurs de MEP qu'elles soient issues des régressions par classe de matériau ou des régressions globales ne montrent pas de distribution particulière liée à la diminution des potentiels matriciels comme cela pouvait être le cas pour les FPT testées dans le chapitre 3 (Tableau 3.7).

b. *Ecart-types des résidus*

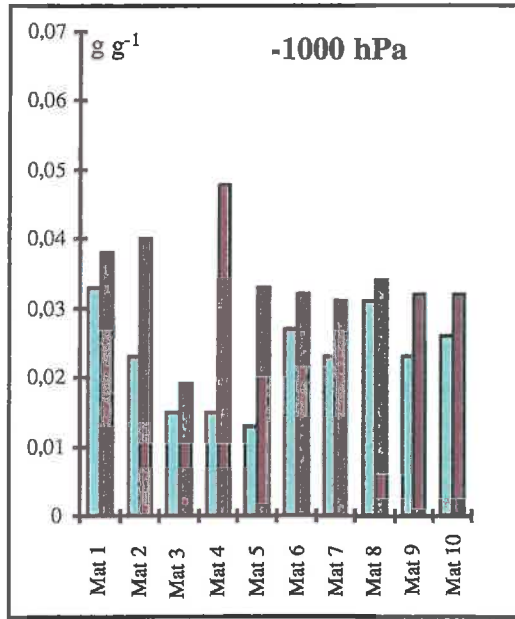
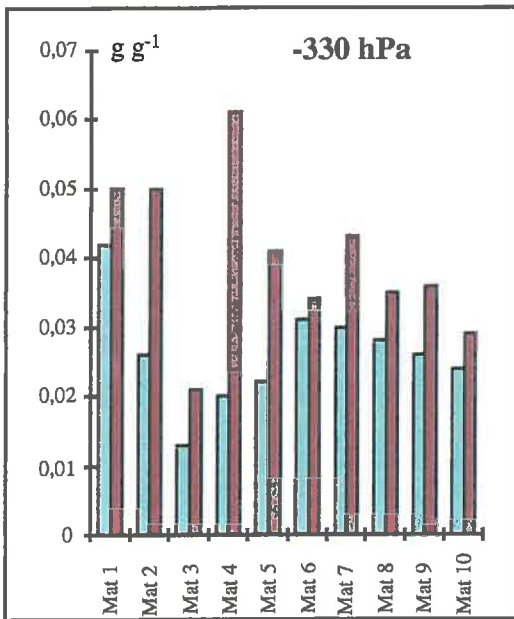
Les écarts-types des résidus vont nous permettre d'appréhender la précision des estimations fournies par les équations de régression. Les résultats de la figure 4.7 présentent les écarts-types des résidus obtenus pour les équations de régression globales au sein de chaque classe de matériau (σ_{resRG}) et ceux obtenus pour les équations de régression propres à chacune des classes de matériaux (σ_{resM}). Les résultats numériques détaillés sont reportés en annexe (Annexe 4).

Les σ_{resM} les plus élevés sont obtenus pour la classe des alluvions et la classe des molasses pour des valeurs de potentiel comprises entre -33 et -330 hPa. Le plus faible σ_{resM} s'observe pour la classe des limons éoliens. Nous pouvons observer aussi que de façon globale, les valeurs des σ_{resM} décroissent avec celle de la valeur du potentiel matriciel. Cette observation avait déjà été effectuée lors de l'analyse des écarts-types des résidus des régressions globales (Tableau 4.6). Cette décroissance s'observe surtout pour la classe des alluvions, des calcaires marneux, des limons éoliens, des molasses, des terrasses et celle des grès pour laquelle la diminution de σ_{resM} est très nette. On observe en revanche, une absence de variation pour la classe des marnes, des matériaux détritiques et celle des terrasses villafranchiennes.

Les valeurs des écarts-types des résidus de la figure 4.9, montrent que lorsque les régressions globales sont appliquées à un ensemble d'individus appartenant à une même classe de matériau, elles sont systématiquement moins précises que les régressions définies pour cette même classe de matériau ($\sigma_{resRG} > \sigma_{resM}$, Figure 4.9). Pour mieux apprécier cette



Mat 1 = Alluvions
Mat 2 = Calcaires marneux
Mat 3 = Limons éoliens
Mat 4 = Grès
Mat 5 = Argiles de décarbonatation
Mat 6 = Marnes
Mat 7 = Molasses
Mat 8 = Sédiments détritiques
Mat 9 = Terrasses
Mat 10 = Terrasses villafranchiennes



σ_{resM} ($g\ g^{-1}$)
 σ_{resRG} ($g\ g^{-1}$)

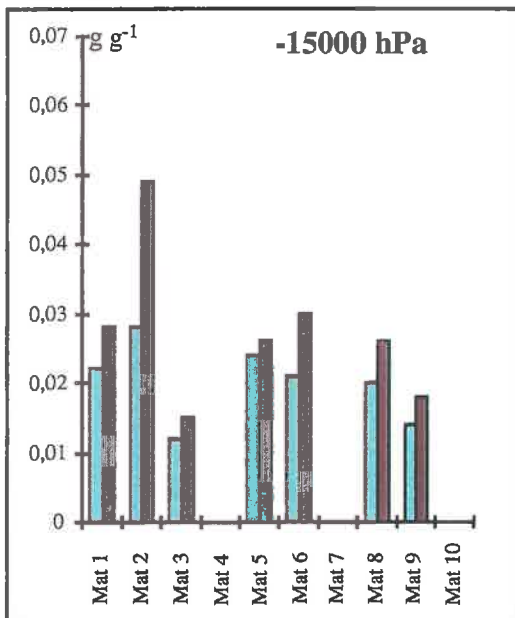
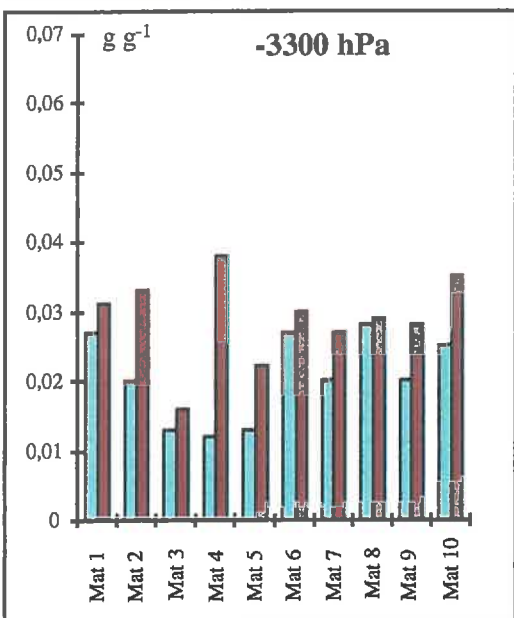


Figure 4.9 :
 Écart-types des résidus (σ_{resM} et σ_{resRG} en $g\ g^{-1}$)
 calculés pour la classification par type de matériaux.

Tableau 4.10 : Gain de précision (%) engendré par les régressions par classe selon l'origine du matériau.

	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain
Alluvions	9	15	16	13	13	21
Calcaires marneux	42	30	48	42	39	43
Limons éoliens	21	33	38	21	19	20
Grès	48	52	67	69	68	-
Argiles de décarbonatation	-*	-	46	61	41	8
Marnes	33	38	9	16	10	30
Molasses	16	15	30	26	26	-
Sédiments détritiques	18	35	20	9	3	23
Terrasses	17	6	28	28	28	22
Terrasses villa.	20	13	17	19	28	-
Moy. Classes	25	26	32	30	27	24

* Classe non représentée

Gain : Gain de précision (%) fourni par la régression établie par classe de matériau par rapport à la régression globale correspondant à la diminution d'écart-type des résidus.

différence, le gain de précision apporté par la classification par type de matériau par rapport à l'absence de classification a été calculé (Tableau 4.10). Le gain de précision est calculé à partir des écarts-types des résidus obtenus pour les équations de régression globales et pour les équations de régression propres à chacune des classes de matériaux. Ce gain de précision est globalement élevé pour la classe des grès et il est plutôt faible pour la classe des alluvions et celle des molasses.

Ces différences de gain importantes peuvent d'une part s'expliquer par des effectifs très différents (un ordre de grandeur) et par un faible poids de la classe des grès lors de l'établissement des régressions globales. Ceci est certainement d'autant plus vrai que les propriétés de rétention en eau des sols développés à partir des grès sont très différentes des autres sols (teneurs en eau moyennes faibles par rapport aux autres).

Il est intéressant aussi de remarquer que les gains de précision les plus importants sont calculés pour les classes de matériaux correspondant à des gammes de variation texturales bien définies par rapport aux autres: « grès », « argiles de décarbonatation » et « calcaires marneux ». A l'inverse, la classe des alluvions, des terrasses et celle des molasses correspondent à des matériaux très divers et qui se sont déposés avec une intensité différente, se traduisant par une composition granulométrique très variable. Un éclatement de ces classes en de nouvelles, mieux définies en terme de constitution granulométrique, permettrait probablement de mieux organiser la variabilité des teneurs en eau.

3. *Equations de régression par classe texturale*

Pour l'analyse portant sur les équations développées par classe texturale (USDA, 1951), nous avons procédé de la même façon que pour les classes par type de matériau. Ainsi, les erreurs moyennes de prédiction et les écarts-types des résidus renseignent à la fois les équations de régression développées pour les classes texturales et celles développées à partir de la totalité des individus. Les coefficients de régression des équations de régression correspondant à chacune des classes texturales sont détaillés en annexe (Annexe 5).

a. *Erreurs moyennes de prédiction*

Les erreurs moyennes obtenues à l'aide de la classification texturale (MEP_T) sont encore une fois et logiquement plus faibles que les erreurs moyennes calculées pour les équations de régression globales (MEP_{RG}) (Tableau 4.11). La condition de non biais qui s'exerce au sein de chaque classe texturale est ici vérifiée.

Cependant, les deux types de classification se distinguent nettement par les erreurs moyennes de prédiction obtenues à l'issue de l'application des régressions globales (MEP_{RG} , Tableaux 4.9 et 4.11 et Figures 4.8 et 4.10). En effet, les biais engendrés par l'application des régressions globales pour estimer les teneurs en eau des classes texturales sont nettement

Tableau 4.11 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_T et MEP_{RG} en $g\ g^{-1}$) pour la classification par classe texturale.

	W33			W100			W330			W1000			W3300			W15000		
	n	MEP _T	MEP _{RG}	n	MEP _T	MEP _{RG}	n	MEP _T	MEP _{RG}	n	MEP _T	MEP _{RG}	n	MEP _T	MEP _{RG}	n	MEP _T	MEP _{RG}
Argile	61	0,001	-0,016	43	0,001	-0,013	114	-0,001	-0,004	81	0,001	-0,000	68	-0,002	0,003	96	0,002	0,002
Argile limoneuse	31	0,004	-0,000	26	0,001	-0,009	87	-0,001	-0,003	38	0,001	0,010	34	0,000	0,006	75	-0,000	-0,006
Argile sableuse & Limon argilo-sableux	33	0,001	0,004	32	0,001	-0,003	41	0,000	-0,008	34	0,001	0,003	31	0,000	0,009	15	-0,000	-0,016
Limon	125	0,000	0,001	128	0,001	-0,007	132	0,000	-0,002	126	0,000	-0,000	126	-0,002	-0,001	34	0,000	0,002
Limon argileux	55	-0,001	0,017	55	-0,001	0,005	60	-0,001	0,011	56	0,000	0,007	56	-0,001	0,004			
Limon argileux fin	74	-0,003	0,015	71	-0,001	0,012	92	-0,004	0,010	83	0,002	0,008	80	-0,003	0,004	69	-0,001	-0,010
Limon fin	111	0,001	-0,005	111	0,001	-0,007	125	-0,001	-0,010	113	-0,001	-0,001	112	0,001	0,004	81	-0,000	0,004
Limon sableux	82	0,000	0,002	83	0,001	0,000	86	0,001	0,000	84	0,000	-0,001	84	0,001	-0,002			
Sable & Sable limoneux	25	0,000	-0,002	25	-0,000	0,014	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	0,000	0,001
Sable	-*	-	-	-	-	-	13	0,000	0,021	13	-0,000	0,012	13	-0,000	0,010	-	-	-
Sable limoneux	-	-	-	-	-	-	12	0,000	-0,016	12	-0,000	-0,011	12	-0,000	-0,011	-	-	-
Moy. MEP	597	0,001	0,007	574	0,001	0,008	762	0,001	0,008	640	0,001	0,005	616	0,001	0,005	394	0,001	0,006
Ech. Total	597		0,001	574		-0,002	762		-0,001	640		0,002	616		0,002	394		-0,002

* Classe non représentée

MEP_T : Erreur moyenne de prédiction des teneurs en eau produite par les régressions calibrées sur les individus représentatifs des classes texturales.MEP_{RG} : Erreur moyenne de prédiction des teneurs en eau produite par les régressions globales appliquées aux individus représentatifs des classes texturales.

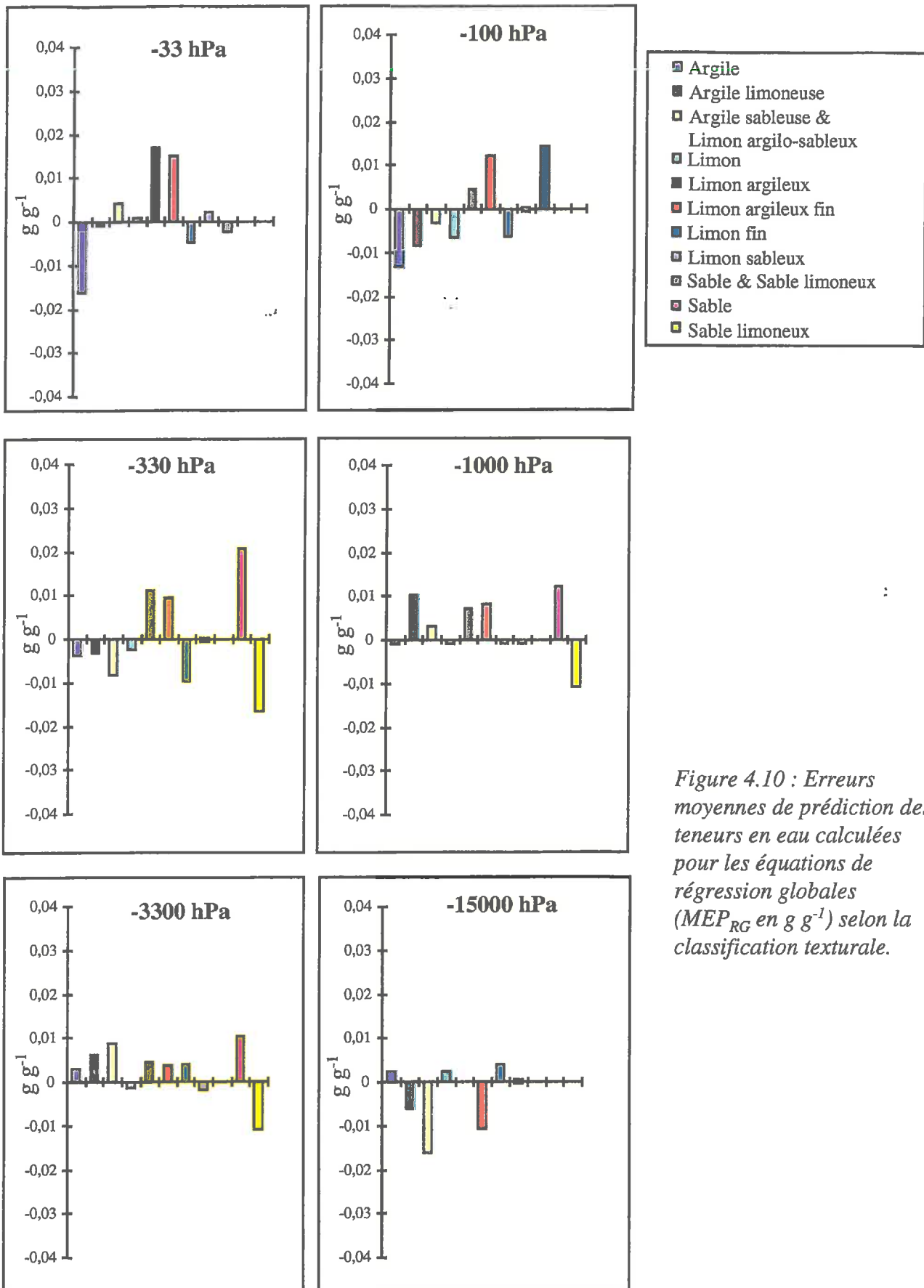


Figure 4.10 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau calculées pour les équations de régression globales (MEP_{RG} en $g\ g^{-1}$) selon la classification texturale.

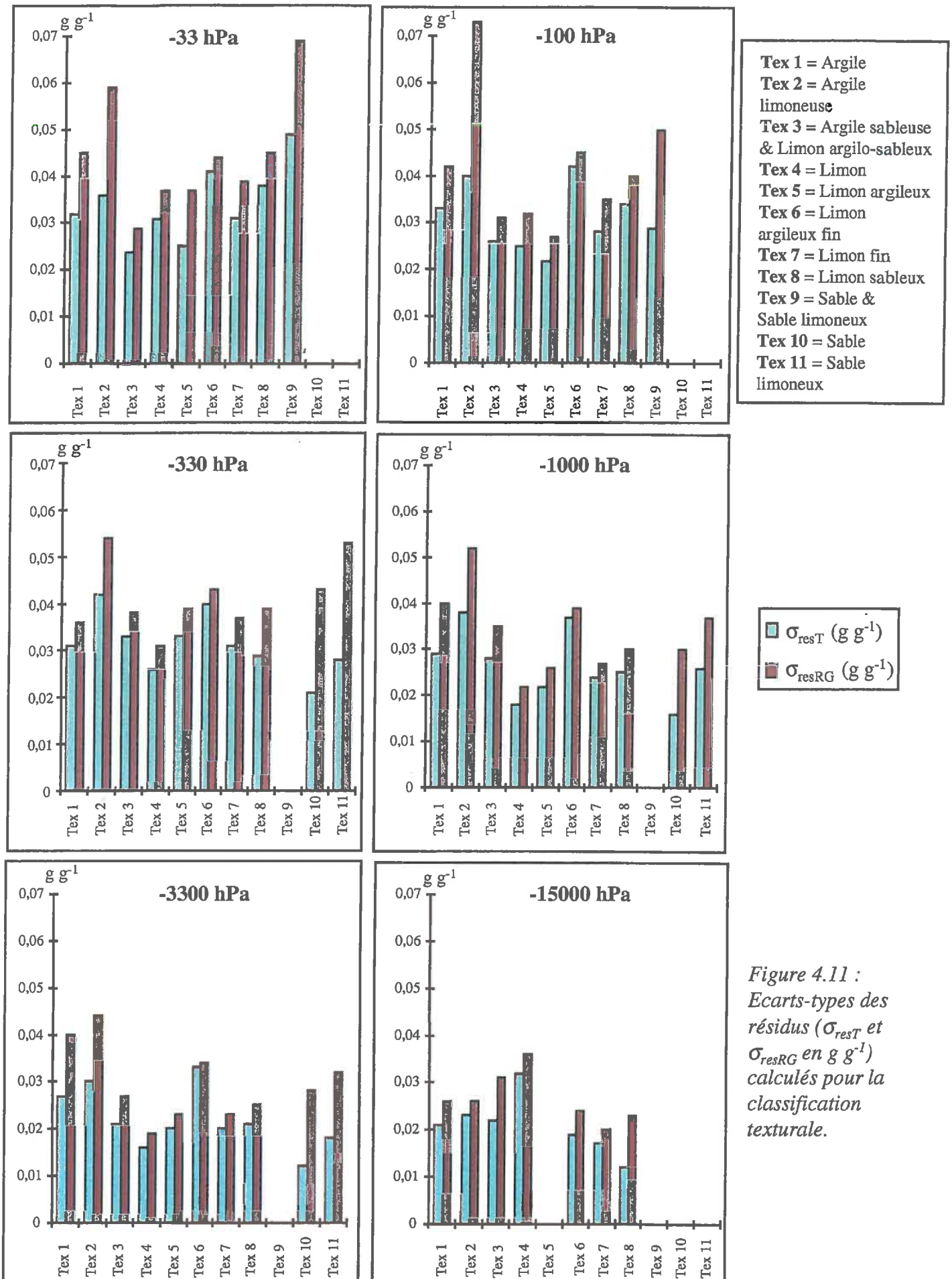


Figure 4.11 : Ecarts-types des résidus (σ_{resT} et σ_{resRG} en $g\ g^{-1}$) calculés pour la classification texturale.

inférieurs à ceux engendrés par l'application des régressions globales au sein de chaque classe de matériau. Ainsi, les valeurs de biais (MEP_{RG} , Figure 4.10) sont rarement supérieures à $0,015 \text{ g g}^{-1}$ pour la classification texturale alors que 30 à 40 % des valeurs de biais enregistrées pour la classification par type de matériau le sont (MEP_{RG} , Figure 4.8). De même, les valeurs moyennes des MEP_{RG} (en valeur absolue) témoignent de cette différence de biais lors de l'application des régressions globales aux classes issues des deux classifications (Tableaux 4.9 et 4.11). Nous constatons, en effet, que les valeurs moyennes de MEP_{RG} calculées pour la classification texturale (Tableau 4.11) sont de 30 à 60 % inférieures à celles calculées pour la classification par type de matériau (Tableau 4.9). L'application des régressions globales au sein des classes texturales produit donc moins de biais que l'application de ces mêmes régressions globales au sein des classes de matériaux. Ceci permet d'expliquer la plus forte amélioration des coefficients de détermination lorsque les équations de régression prennent en compte des variables liées au type de matériau plutôt que des variables liées à la texture (Tableau 4.7).

Ces résultats montrent que globalement l'application d'une régression établie à partir de données prenant en compte des sols différents, engendre davantage de biais dans le cas d'individus définis selon des critères prenant en compte l'origine du matériau que dans le cas d'individus définis selon des critères liés à la texture. Cette remarque semble rendre plus légitime la mise en place d'une classification par type de matériau que ne le serait une classification texturale et souligne, sans doute, l'organisation complexe qui peut exister entre les caractéristiques et les propriétés des sols dans le cas d'une classification faisant appel à des critères qualitatifs tels que les types de matériaux originels.

b. *Écarts-types des résidus*

Les résultats numériques se rapportant aux calculs des écarts-types des résidus sont détaillés en annexe (Annexe 6). Les écarts-types des résidus (σ_{resT}) sont globalement plus élevés avec la classification texturale que ceux obtenus avec la classification par type de matériau (Figures 4.9 et 4.11). Pour les trois valeurs de potentiel les plus élevées, les écarts-types des résidus produits par les classes texturales sont de 44 à 78 % supérieurs ou égaux à $0,030 \text{ g g}^{-1}$ alors qu'ils ne le sont que de 20 à 66 % pour la classification selon l'origine des matériaux. Pour les trois autres valeurs de potentiel, les écarts-types des résidus sont moins élevés que pour les trois valeurs de potentiel précédentes (Figure 4.11). Comme pour ce qui a été obtenu à l'aide de la classification par type de matériau, les σ_{resT} montrent une tendance à la décroissance avec la diminution du potentiel matriciel. Néanmoins, les écarts-types des résidus produits par les classes texturales sont encore supérieurs à ceux produits par les classes par type de matériau. En effet, ils sont de 30 à 60 % supérieurs ou égaux à $0,025 \text{ g g}^{-1}$ alors qu'ils ne le sont que de 20 à 40% pour la classification selon l'origine des matériaux. Contrairement aux résultats des MEP_{RG} , les valeurs de σ_{resRG} obtenues pour la classification

Tableau 4.12 : Gain de précision (%) engendré par les régressions par classe texturale.

	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain
Argile	29	21	14	27	32	19
Argile limoneuse	39	45	22	27	32	11
Argile sableuse & Limon argilo-sableux	17	16	13	20	22	29
Limon	16	22	16	18	16	3
Limon argileux	32	18	15	15	13	
Limon argileux fin	7	7	7	5	3	21
Limon fin	20	20	16	11	13	15
Limon sableux	15	15	26	17	16	48
Sable & Sable limoneux	29	42	-	-	-	
Sable	-	-	51	47	57	-
Sable limoneux	-	-	47	30	44	-
Moy. Classes	23	23	23	19	25	21

* Classe non représentée.

Gain : Gain de précision (%) fourni par la régression établie par classe texturale par rapport à la régression globale correspondant à la diminution d'écart-type des résidus.

texturale sont plus élevés que ceux obtenus pour la classification par type de matériau, notamment pour les forts potentiels (-33 et -100 hPa).

Les gains de précision engendrés par la classification texturale s'avèrent moins élevés que ceux obtenus par type de matériau, tant du point de vue des valeurs maximales que des valeurs moyennes (Tableaux 4.10 et 4.12). Cette différence de gain de précision est particulièrement nette pour les teneurs en eau estimées à -330 et -1000 hPa. Les résultats obtenus avec la statistique de Fisher exprimaient d'ailleurs, pour ce premier potentiel matriciel, l'écart le plus important en terme de significativité, entre les deux types de classification (Tableau 4.8).

La comparaison des écarts-types des résidus entre les deux classifications, montre une nouvelle fois l'intérêt qu'il y a à définir des classes et notamment des classes prenant en compte l'origine du matériau à partir duquel le sol s'est développé. En effet, l'estimation des teneurs en eau au travers de cette classification se montrera plus précise que celle obtenue au travers de la classification texturale quel que soit le potentiel matriciel.

4. Comparaison globale des performances des types de classification

Les résultats obtenus dans les paragraphes précédents (II.B.2. et II.B.3.), à l'aide des erreurs moyennes de prédiction et de l'écart-type des résidus, ont permis d'établir une première comparaison des équations de régression produites par les deux types de classification mis en œuvre. Néanmoins, le grand nombre de résultats obtenu selon ces deux critères ne facilite pas la comparaison globale des performances des types de classification.

Pour remédier à ce problème et pour mesurer globalement les effets des classifications, l'erreur totale réalisée par chaque type de classification a été calculée. A cette fin, nous calculons la somme des carrés des écarts résiduels obtenue pour chaque classe :

$$SCER_k = \sum_{i=1}^{n_k} (y_i - \hat{y}_i)^2 \quad [4.8]$$

où y_i et \hat{y}_i sont respectivement la valeur mesurée et la valeur prédite de teneur en eau et n_k le nombre d'individus de la $k^{\text{ième}}$ classe.

La sommation des sommes des carrés des écarts résiduels produites par toutes les classes de chacune des classifications renseigne sur l'erreur totale produite en utilisant les équations de régression correspondantes à cette classification :

$$SCER = \sum_{i=1}^k SCER_k \quad [4.9]$$

A l'issue de ce calcul, il est alors possible de comparer entre elles les erreurs totales produites par les différentes classifications. L'objectif est d'identifier la classification qui produit

l'erreur totale la plus faible. Les résultats numériques se rapportant aux calculs des différents SCER sont rassemblés en annexe (Annexes 7 et 8).

La figure 4.12 présente la sommation des sommes des carrés des écarts résiduels (SCER) des deux types de classification et la somme des carrés des écarts résiduels obtenue par l'intermédiaire des équations de régression calculées pour l'ensemble des individus (équations de régression globales). Nous remarquons tout d'abord que globalement l'erreur totale décroît avec la diminution de la valeur du potentiel matriciel, excepté entre W100 et W330 où l'augmentation de l'erreur totale est liée à une augmentation du nombre d'individus. C'est un résultat qui rejoint celui observé lors de l'examen des écarts-types des résidus. Nous remarquons par ailleurs que ce sont les équations de régression globales qui produisent les erreurs totales maximales. L'effet positif des classifications est encore une fois démontré. La classification selon le type de matériau se montre globalement la plus performante. En effet, l'erreur totale produite par cette classification est la plus faible pour quatre des six valeurs de potentiel sélectionnées (de -330 à -15000 hPa). Néanmoins et de la même façon que pour les résultats obtenus avec le calcul des R^2 et de la statistique de Fisher (Tableaux 4.7 et 4.8), nous pouvons constater que l'établissement de classes de matériaux est moins pertinent à -33 et -100 hPa que pour les valeurs de potentiel les plus faibles.

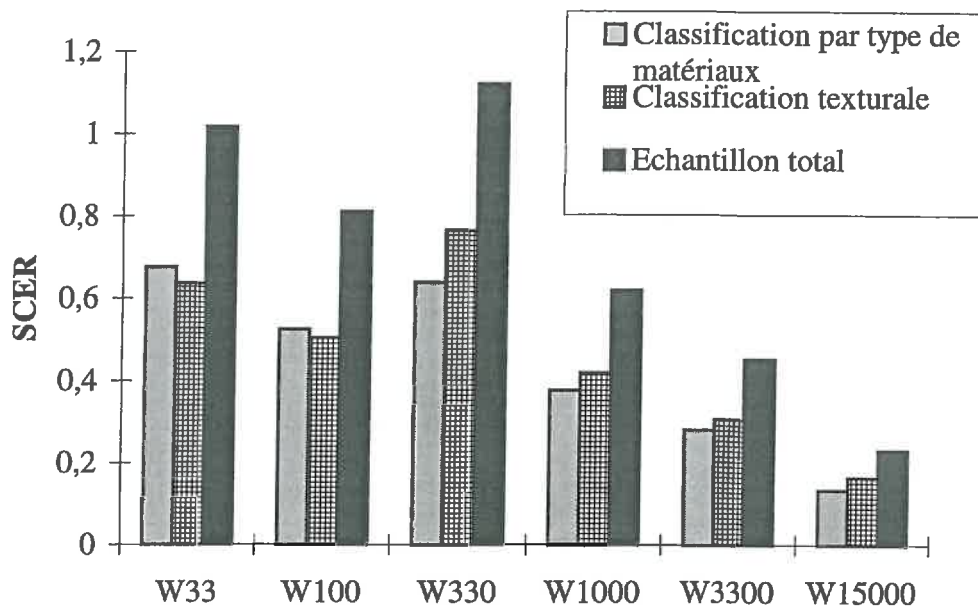


Figure 4.12 : Comparaison des erreurs totales (SCER) produites par les types de classification.

Tableau 4.13 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau et la composition granulométrique des sols alluviaux.

W						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ g^{-1}$	$g\ g^{-1}$	%	$g\ g^{-1}$	$g\ g^{-1}$
-33	134	0,226	0,077	34,1	0,059	0,583
-100	134	0,188	0,081	43,0	0,036	0,573
-330	163	0,190	0,103	54,0	0,017	0,546
-1000	135	0,134	0,074	55,0	0,010	0,509
-3300	133	0,114	0,065	57,0	0,009	0,438
-15000	63	0,173	0,084	48,5	0,042	0,359
Argile 0-2 μm						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	134	17,3	11,8	68,1	0,5	59,4
-100	134	17,3	11,8	68,1	0,5	59,4
-330	163	23,3	17,1	73,3	0,5	59,4
-1000	135	17,5	11,9	68,1	0,5	59,4
-3300	133	17,0	11,2	65,9	0,5	59,4
-15000	63	36,8	18,7	51,0	7,8	59,4
Limon 2-50 μm						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	134	31,1	17,6	56,5	0,2	68,3
-100	134	31,1	17,6	56,5	0,2	68,3
-330	163	33,4	16,8	50,3	0,2	68,3
-1000	135	31,1	17,5	56,4	0,2	68,3
-3300	133	30,9	17,6	57,0	0,2	68,3
-15000	63	37,9	14,6	38,5	10,0	65,0
Sable 50-2000 μm						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	<i>CV</i>	<i>Min.</i>	<i>Max.</i>
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	134	51,6	24,7	47,9	0,1	97,8
-100	134	51,6	24,7	47,9	0,1	97,8
-330	163	43,3	28,9	66,7	0,0	97,8
-1000	135	51,4	24,7	48,0	0,1	97,8
-3300	133	52,1	24,2	46,5	0,1	97,8
-15000	63	25,4	29,8	117,4	0,0	82,0

C. Fonctions de pédotransfert prenant en compte une classification mixte (Matériau originel/Texture)

Les résultats obtenus lors de l'utilisation de la classification par type de matériau (Figure 4.9 et Tableau 4.10) montrent que pour certaines classes de matériaux, les individus présentent une composition granulométrique encore très variable. Il est alors possible d'affiner la classification mise en place.

C'est le cas pour la classe des sols développés à partir des alluvions ainsi que pour celle des sols développés à partir des molasses. Ces deux classes présentent des effectifs suffisamment élevés (respectivement 163 et 96 horizons à -330 hPa) pour que nous puissions tenter une classification plus fine, de façon à améliorer la qualité des FPT. En effet, cette classification plus fine devrait permettre d'organiser avec une meilleure efficacité la variabilité des teneurs en eau et ainsi produire des estimations de teneurs en eau plus précises.

1. Variabilité texturale des sols développés à partir des alluvions et des molasses

a. Les alluvions

La gamme texturale couverte par les sols alluviaux varie de façon importante d'un pôle très sableux à un pôle argileux pouvant atteindre des teneurs en argile voisines de $60 \text{ g } 100\text{g}^{-1}$ (Figure 4.13).

Cette variabilité texturale élevée s'accompagne par ailleurs, d'une variabilité élevée des teneurs en eau mesurées (Tableau 4.13). Elle dépasse d'ailleurs celle calculée pour l'effectif total (Tableaux 2.3 et 4.13). Les valeurs extrêmes de teneurs en eau du tableau 4.13 nous montrent aussi que la gamme des valeurs de teneurs en eau mesurées dans le cas des sols alluviaux est aussi importante que pour l'effectif total (Tableau 2.3).

De même que pour les teneurs en eau mesurées, les teneurs en argile des sols alluviaux sont en moyenne plus faibles que celles obtenues pour l'ensemble des individus (effectif total). En revanche, elles montrent une plus grande variabilité que pour l'effectif total (Tableaux 2.6 et 4.13). Nous constatons la même chose pour les teneurs en limon (Tableau 4.13).

La fraction granulométrique sableuse présente, quant à elle, des valeurs moyennes supérieures et une variabilité inférieure à celles calculées pour l'effectif global. Ceci indique que les horizons de texture sableuse sont en proportion plus élevée au sein des sols alluviaux que par rapport à l'ensemble des horizons échantillonnés. Par conséquent, un pôle sableux s'identifie dans le cas des sols alluviaux.

Ces observations suggèrent que la variabilité des teneurs en eau enregistrée par les sols alluviaux peut sans doute être mieux compartimentée si des critères de classification se

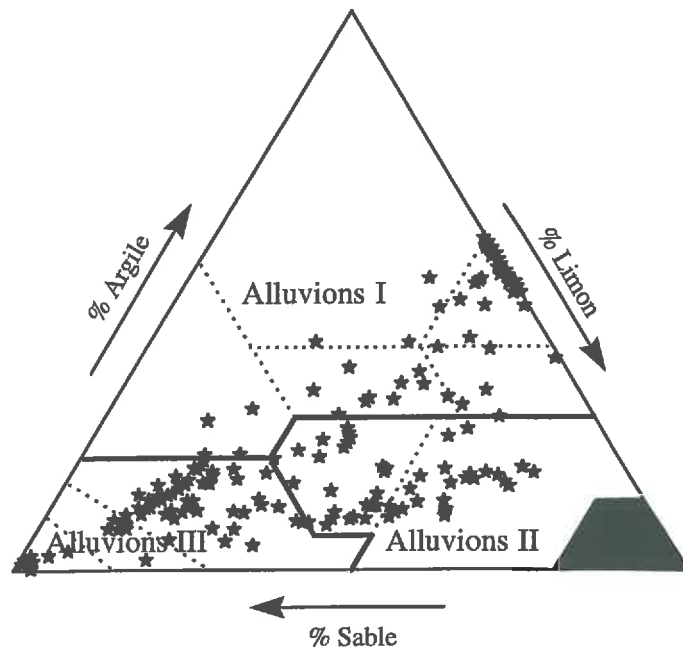


Figure 4.13 : Répartition texturale des sols alluviaux en fonction des classes texturales de la classification de l'USDA (1951) (n = 163).

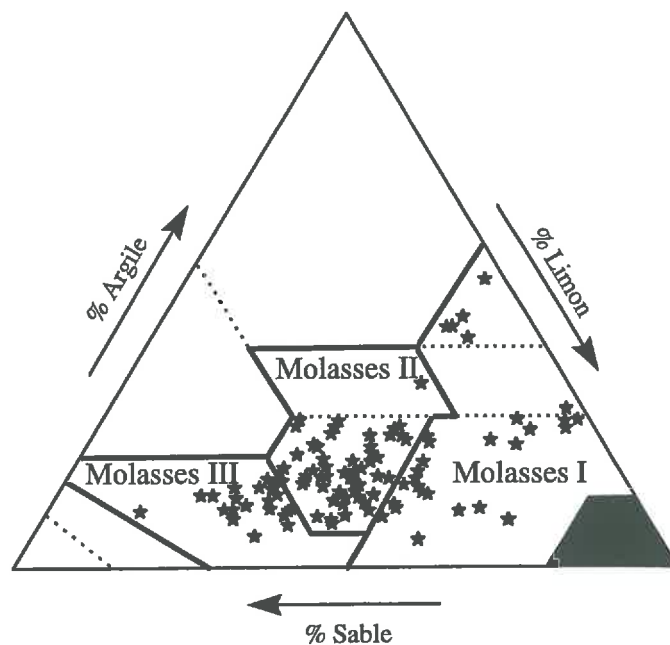


Figure 4.14 : Répartition texturale des sols développés à partir des molasses, en fonction des classes texturales de la classification de l'USDA (1951) (n = 96).

rapportant à la texture sont pris en compte. Il est en effet possible au regard de la large gamme texturale couverte par les sols alluviaux, de définir de nouvelles classes de sols selon des critères liés à la texture, il s'agit de regroupements de classes de l'USDA. Trois classes texturales ont été envisagées pour ces sols. Elles permettent de distinguer (Figure 4.13) les sols alluviaux de texture argileuse (Alluvions I), des sols alluviaux de texture limoneuse (Alluvions II) et des sols alluviaux de texture sableuse (Alluvions III).

b. Les molasses

Les sols développés à partir des molasses présentent une variabilité texturale différente de celle enregistrée pour les sols développés à partir des alluvions. Ils appartiennent, en effet surtout aux classes texturales limoneuses (Figure 4.14).

De même, la variabilité des teneurs en eau massiques des sols développés à partir des molasses est différente de celle enregistrée par les sols développés à partir des alluvions (Tableaux 4.13 et 4.14). Cette variabilité est en effet quasiment deux fois moins importante que celle enregistrée par les sols développés à partir des alluvions.

Les teneurs en argile présentent des valeurs moyennes sensiblement identiques à celles enregistrées pour les sols alluviaux mais présentent, en revanche, une variabilité plus faible (Tableau 4.14). Les teneurs en limon sont en moyenne élevées, ce qui reflète bien le caractère limoneux dominant des sols développés à partir des molasses (Tableau 4.14). Les teneurs en sable sont en moyenne plus élevées que celles calculées pour l'effectif total mais restent plus faibles que celles calculées pour les sols développés à partir des alluvions.

Ces résultats montrent que les sols développés à partir des molasses présentent une variabilité d'ordre textural beaucoup moins importante que celle des sols développés à partir des alluvions. Cette diminution de variabilité de composition granulométrique va néanmoins de pair avec celle enregistrée pour les teneurs en eau.

Le découpage en classes texturales des sols développés à partir des molasses semble donc moins aisé et en particulier il ne permet pas d'isoler des compositions granulométriques aussi contrastées que dans le cas des sols alluviaux. Néanmoins, nous avons distingué trois classes texturales (Figure 4.14), permettant de séparer les sols à texture limono-argileuse (Molasses I), des sols à texture limoneuse (Molasses II) et de ceux à texture limono-sableuse (Molasses III).

La mise en place de cette classification mixte qui vient se combiner à celle basée sur l'origine des matériaux, conduit à distinguer 6 classes au lieu des deux classes initiales (Alluvions et Molasses). La pertinence de ce système de classification par rapport au système de classification ne prenant en compte que l'origine des matériaux, va être testée de la même façon que dans le paragraphe II. B. de ce chapitre.

Dans un premier temps, l'apport de la classification mixte va être abordé par l'intermédiaire des coefficients de détermination et de la statistique de Fisher (F) calculés à partir des équations de régression [4.5] et de celles prenant en compte la nouvelle

Tableau 4.14 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau et la composition granulométrique des sols développés à partir des molasses.

W						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	CV	Min.	Max.
<i>hPa</i>	-	$g\ g^{-1}$	$g\ g^{-1}$	%	$g\ g^{-1}$	$g\ g^{-1}$
-33	92	0,214	0,044	20,6	0,086	0,358
-100	96	0,185	0,039	21,1	0,073	0,310
-330	96	0,156	0,037	23,7	0,065	0,280
-1000	92	0,129	0,032	24,8	0,065	0,218
-3300	92	0,107	0,031	29,0	0,050	0,193
-15000	.*	-	-	-	-	-
Argile 0-2 μm						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	CV	Min.	Max.
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	92	17,9	8,6	48,1	4,9	53,2
-100	96	18,4	8,9	48,3	4,9	53,2
-330	96	18,4	8,9	48,3	4,9	53,2
-1000	92	17,9	8,6	48,1	4,9	53,2
-3300	92	17,9	8,6	48,1	4,9	53,2
-15000	.*	-	-	-	-	-
Limon 2-50 μm						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	CV	Min.	Max.
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	92	42,4	12,0	28,3	13,8	71,0
-100	96	42,3	11,8	28,0	13,8	71,0
-330	96	42,3	11,8	28,0	13,8	71,0
-1000	92	42,4	12,0	28,3	13,8	71,0
-3300	92	42,4	12,0	28,3	13,8	71,0
-15000	.*	-	-	-	-	-
Sable 50-2000 μm ($g\ 100g^{-1}$)						
<i>h</i>	<i>n</i>	\bar{m}	σ	CV	Min.	Max.
<i>hPa</i>	-	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$	%	$g\ 100g^{-1}$	$g\ 100g^{-1}$
-33	92	39,6	16,0	40,4	1,6	75,6
-100	96	39,3	16,0	40,6	1,6	75,6
-330	96	39,3	16,0	40,6	1,6	75,6
-1000	92	39,6	16,0	40,4	1,6	75,6
-3300	92	39,6	16,0	40,4	1,6	75,6
-15000	.*	-	-	-	-	-

*Classe non représentée à ce potentiel

classification mixte. Ces calculs ne prennent en compte que les régressions globales constituées des variables explicatives quantitatives (Da , CO , Ar et Li) et qualitatives (variables codées) se rapportant aux deux systèmes de classification. L'analyse des coefficients de détermination et de la statistique de Fisher ne portera que sur les individus se rapportant aux classes de matériaux des alluvions et des molasses et aux classes de texture de ces deux classes de matériaux.

Dans un deuxième temps, l'analyse des erreurs moyennes de prédiction et des écarts-types des résidus obtenus par la mise en place des équations de régression se rapportant aux classes texturales des alluvions et des molasses va permettre de discuter des améliorations éventuelles en terme de biais mais surtout en terme de précision apportées par la nouvelle classification. L'analyse se cantonne aux classes texturales des alluvions et des molasses car la combinaison des deux critères de classification n'affecte pas les autres classes de matériaux.

Enfin, la sommation des sommes des carrés des écarts résiduels de la classification mixte sera calculée et comparée à celle obtenue par la classification par type de matériau dans le but, encore une fois, d'identifier la classification qui produit l'erreur la plus faible.

2. Apport de la classification mixte

La comparaison des coefficients de détermination présentés dans le tableau 4.15, indique une amélioration très substantielle des coefficients de détermination produits par la classification mixte (Alluvions I, II et III ainsi que Molasses I, II et III) par rapport à la classification par type de matériau (Alluvions et Molasses). La différence entre les R^2 est notamment très significative pour les valeurs de potentiel allant de -33 à -3300 hPa. Cette différence est toutefois faible à -15000 hPa mais la variabilité expliquée par l'équation de régression prenant en compte les variables qualitatives « alluvions » et « molasses » était déjà très élevée ($R^2 = 0,93$) et permet, par conséquent, une faible possibilité d'amélioration.

Tableau 4.15 : Coefficients de détermination des régressions globales prenant en compte l'origine des matériaux et la classification mixte (origine des matériaux et texture).

Type de classification	R^2					
	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Alluvions Molasses	0,52	0,65	0,81	0,77	0,80	0,93
Alluvions I, II et III Molasses I, II et III	0,69	0,81	0,91	0,89	0,90	0,96
n	226	230	259	227	225	63

La calcul de la statistique de Fisher à l'aide de l'équation [4.7] permet (seuil de rejet α de H_0 de 0,001) pour les six valeurs de potentiel, de dégager clairement le caractère significatif de l'emploi des nouvelles variables codées faisant intervenir à la fois le type de

matériau et la texture de ces matériaux (Tableau 4.16). En effet, pour les teneurs en eau estimées aux six valeurs de potentiel, le calcul de la statistique de Fisher indique un apport très hautement significatif de la classification mixte. Les teneurs en eau estimées aux valeurs extrêmes de potentiel matriciel et notamment à -15000 hPa, montrent cependant des différences moins significatives.

Tableau 4.16 : Statistique de Fisher : apport de la classification mixte dans les régressions par rapport à la classification selon l'origine des matériaux.

Type de classification	F					
	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Alluvions I, II et III	5,47	8,87	12,69	11,24	10,73	3,85
Molasses I, II et III	(T.H.S.)	(T.H.S.)	(T.H.S.)	(T.H.S.)	(T.H.S.)	(T.H.S.)

T.H.S. : Très Hautement Significatif ($\alpha = 0,001$)

3. Equations de régression issues de la classification mixte

L'analyse qui suit ne porte que sur les classes nouvellement définies par la mise en place de la classification mixte, les autres classes ne différant pas d'une classification à l'autre. Ainsi, les résultats se rapportant aux erreurs moyennes de prédiction et aux écarts-types des résidus seront présentés pour les trois classes texturales des sols développés à partir des alluvions et celles des sols développés à partir des molasses. Les résultats concernant les régressions produites par les individus représentatifs des classes texturales des deux types de matériaux et ceux concernant l'application des régressions portant sur l'ensemble des individus représentatifs des matériaux alluvions et molasses, aux individus des classes texturales des alluvions et des molasses seront abordés successivement. Nous pourrions ainsi déterminer l'apport réel de la classification mixte, en termes de biais et de précision. Les coefficients de régression des classes texturales des deux matériaux sont présentés en annexe (Annexe 9).

a. Erreurs moyennes de prédiction

Erreurs moyennes de prédiction produites par les classes texturales des sols développés à partir des alluvions

Les MEP produits par les classes texturales des sols alluviaux (MEP_{MT}) ne seront pas discutés ici, pour la raison invoquée au chapitre II.B.2. Ces résultats sont présentés en annexe (Annexe 10). L'analyse des MEP_M calculés pour les équations de régression prenant en compte tous les sols développés à partir des alluvions montre que les biais sont élevés à -33 hPa et sont beaucoup plus faibles pour les autres valeurs de potentiel matriciel (MEP_M , Figure 4.15). La distinction de classes texturales au sein des sols alluviaux est donc plus pertinente, du point de vue du biais, à -33 hPa que pour les potentiels plus faibles.

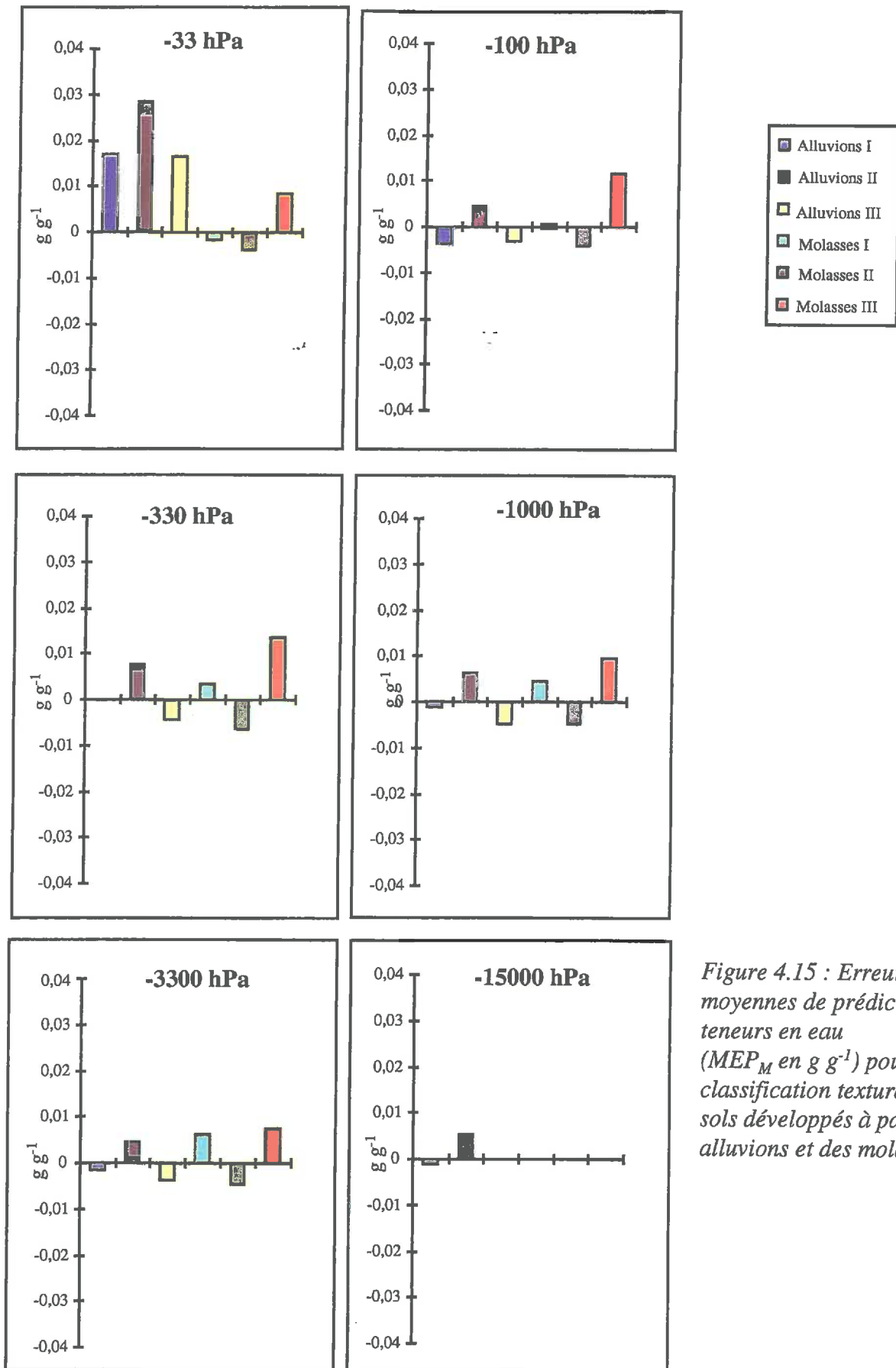


Figure 4.15 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_M en $g\ g^{-1}$) pour la classification texturale des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

D'autre part, les MEP_M obtenus avec les « Alluvions II » sont systématiquement plus élevés que pour les autres classes.

Erreurs moyennes de prédiction produites par les classes texturales des sols développés à partir des molasses

De même que pour les résultats se rapportant aux MEP_{MT} enregistrés par les classes texturales des sols alluviaux, les MEP_{MT} enregistrés par les classes texturales des sols développés à partir des molasses ne seront pas discutés et sont présentés en annexe (Annexe 10).

Les biais calculés pour les équations de régression établies pour l'ensemble des sols développés à partir des molasses (MEP_M , Figure 4.15) atteignent des valeurs moins élevées à -33 hPa que celles calculées pour les sols alluviaux. Par contre, les biais (MEP_M des molasses) calculés pour les autres valeurs de potentiel sont globalement plus élevés que ceux calculés pour les sols alluviaux. Ils sont notamment élevés pour la classe « Molasses III ». Ceci peut s'expliquer par un poids faible des individus représentant la classe « Molasses III » lors de l'établissement de l'équation de régression prenant en compte tous les sols développés à partir des molasses.

b. Ecart-types des résidus

Ecart-types des résidus produits par les classes texturales des sols développés à partir des alluvions

La précision fournie par les classes texturales des sols alluviaux est globalement plus élevée que celle fournie par la seule classe des sols alluviaux (σ_{resMT} et σ_{resM} , Figure 4.16). L'importance de cette amélioration est toutefois variable d'une classe texturale à l'autre. La meilleure précision est produite par les Alluvions II alors que la moins bonne l'est par les Alluvions I. Les gains de précision engendrés par l'utilisation de ces régressions par rapport à la régression définie pour l'ensemble des sols alluviaux montrent en revanche, une hiérarchie différente d'une classe texturale à l'autre (Tableau 4.17).

Les gains de précision apportés par les Alluvions II sont bien les plus élevés pour les valeurs de potentiel les plus fortes (-33 et -100 hPa) mais se montrent aussi les plus faibles en deçà de -100 hPa. D'un point de vue global, les gains de précision engendrés par la mise en place de la classification mixte pour des sols développés à partir des alluvions, sont bien supérieurs à ceux obtenus auparavant par la classification par type de matériau (Gain de la classe des « Alluvions », Tableau 4.17). En effet, pour la majeure partie des valeurs de potentiel matriciel, le gain de précision est amélioré d'un facteur 2 (Tableau 4.17). Ces résultats montrent alors pleinement l'intérêt qu'il y a à compartimenter en classes de texture les sols alluviaux.

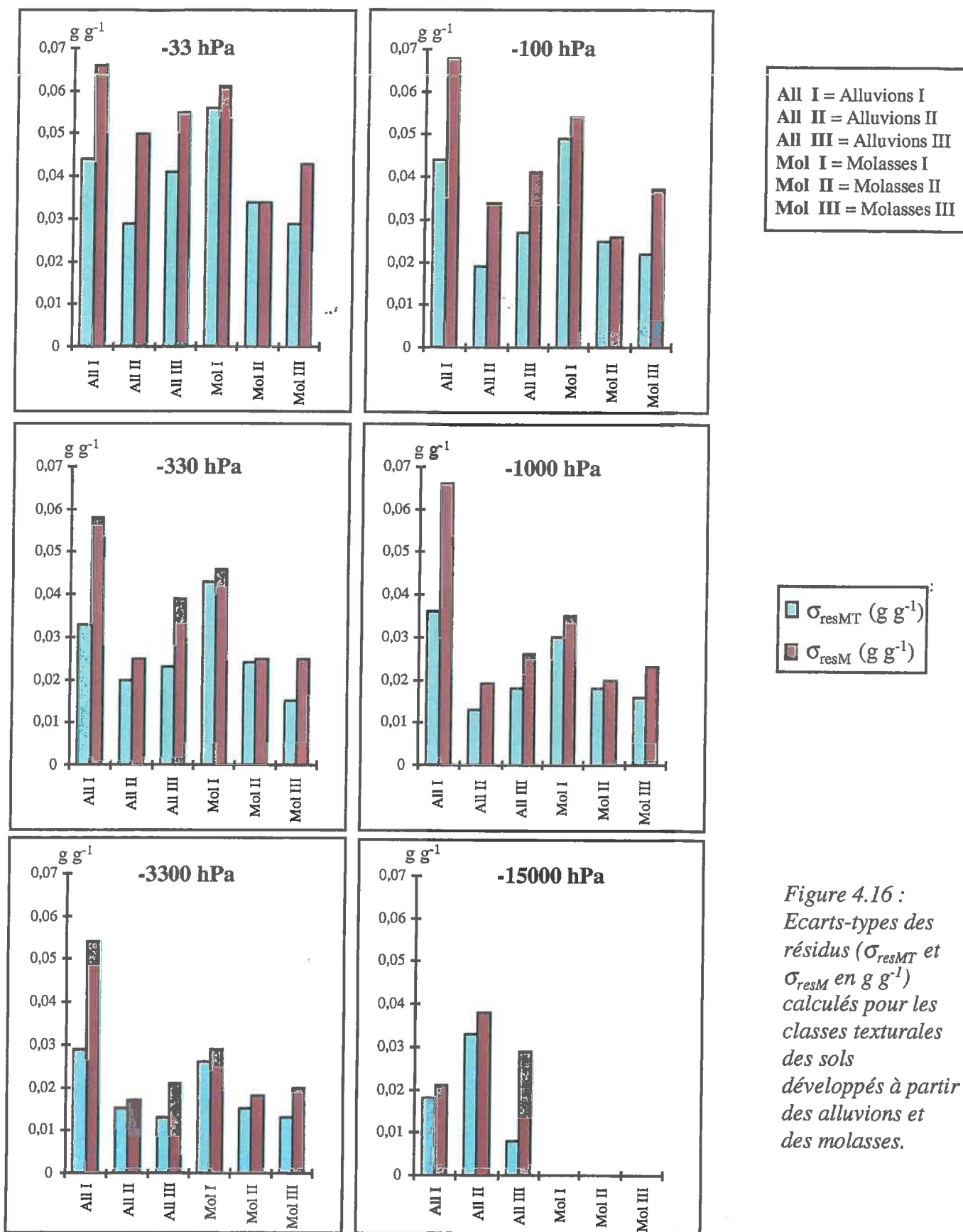


Figure 4.16 :
 Ecarts-types des
 résidus (σ_{resMT} et
 σ_{resM} en $g\ g^{-1}$)
 calculés pour les
 classes texturales
 des sols
 développés à partir
 des alluvions et
 des molasses.

Écarts-types des résidus produits par les classes texturales des sols développés à partir des molasses

Les précisions produites par les régressions définies selon les classes texturales des sols développés à partir des molasses varient d'une classe à l'autre en cohérence avec les variations de biais (Annexe 11 et Figure 4.16). Les précisions les plus faibles sont donc obtenues pour les Molasses I alors que les plus élevées le sont pour les Molasses III (σ_{resMT} , Figure 4.16).

Les gains de précision, présentés dans le tableau 4.17, sont assez variables d'une classe à l'autre et sont faibles pour les classes de molasses les moins sableuses (Molasses I et II). Seule la classe correspondant aux individus les plus sableux semble se caractériser par une amélioration nette de la précision. Ces résultats conduisent à des valeurs moyennes d'écart-types des résidus proches de celles obtenues pour les régressions prenant en compte l'ensemble des molasses (σ_{resM} , Tableau 4.17).

L'intérêt d'une classification texturale au sein de la classe des sols développés à partir des molasses est par conséquent plus discutable que dans le cas des sols alluviaux. Les gains de précision moyens obtenus pour les classes texturales des molasses sont en effet très faibles, mettant en évidence l'intérêt plus limité d'une classification texturale pour les sols développés à partir des molasses. Ceci était en grande partie prévisible au regard de la gamme texturale couverte par les sols ayant pour origine des molasses (Figure 4.14).

4. Effet de la classification mixte sur l'erreur totale

L'analyse des erreurs moyennes de prédiction et des écarts-types des résidus montre un bilan plutôt contrasté des performances fournies par la mise en place d'une classification mixte. La classification texturale des sols développés à partir d'un même matériau apparaît pertinente pour la classe des sols développés à partir des matériaux alluviaux mais en revanche elle apparaît beaucoup plus discutable pour celle des sols développés à partir des molasses.

La comparaison de l'erreur totale (équations [4.8] et [4.9]) produite par la classification mixte par rapport à celle produite par la classification selon le matériau originel fournit un élément pour apprécier l'effet global de cette nouvelle classification (résultats numériques détaillés, Annexe 12).

La figure 4.17 présente la somme des *SCER* obtenue pour les deux types de classification, en ne tenant compte que des sols développés à partir des alluvions et des molasses. L'effet positif de la classification mixte est sans ambiguïté quelle que soit la valeur du potentiel matriciel à laquelle les teneurs en eau sont estimées. La baisse de l'erreur totale est surtout visible pour les potentiels les plus élevés (de -33 à -330 hPa) où le gain semble constant d'une valeur de potentiel à l'autre. Concernant les valeurs de potentiel les plus faibles, la minimisation de l'erreur totale est toujours à l'avantage de la classification mixte mais celle-ci tend à se réduire avec la diminution du potentiel matriciel. La mise en évidence

Tableau 4.17 : Gain de précision (%) engendré par les classes texturales des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain
Alluvions I	33	35	43	45	46	14
Alluvions II	42	44	20	31	12	13
Alluvions III	25	34	41	31	38	72
Moy. Classes	33	38	35	36	32	33
	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain
Alluvions	9	15	16	13	13	21
	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain
Molasses I	8	9	6	14	10	.*
Molasses II	0	4	4	10	17	-
Molasses III	32	40	40	30	35	-
Moy. Classes	13	18	17	18	21	-
	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain	Gain
Molasses	16	15	30	26	26	-

* Classe non représentée

Gain : Gain de précision (%) fourni par la régression établie par classe texturale par rapport à la régression portant sur les matériaux correspondant à la diminution d'écart-type des résidus.

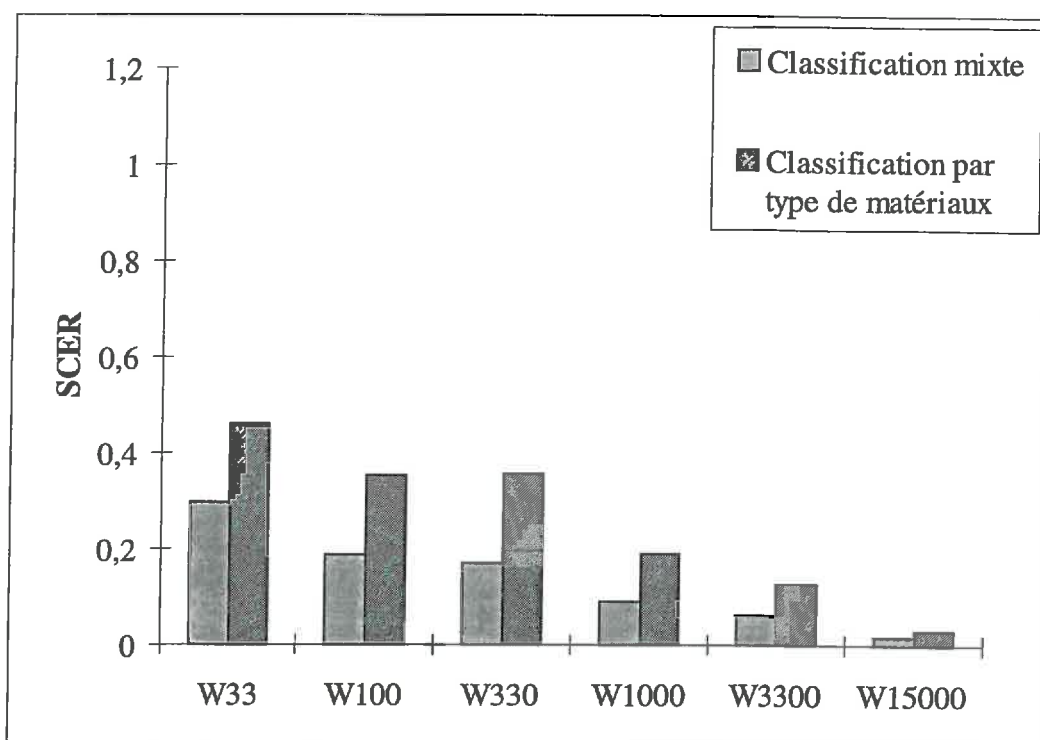


Figure 4.17 : Comparaison des erreurs totales (SCER) produites par la classification mixte et la classification selon le type de matériau (Alluvions et Molasses).

de cette tendance devra néanmoins tenir compte des effectifs différents à partir desquels ont été développées les régressions et notamment entre -3300 et -15000 hPa (les effectifs sont respectivement égaux à 225 et 63).

Au regard de ces résultats, la mise en place de la classification mixte pour la classe des matériaux alluvions et pour celle des molasses est justifiée et l'amélioration qu'elle apporte, en terme d'erreur totale, permet pour les potentiels les plus élevés de faire la différence avec la classification texturale. En effet, lors de la comparaison des *SCER* produits par les classifications texturale et selon le type de matériau (Figure 4.10), la classification texturale conduisait à des valeurs plus faibles d'erreurs totales, pour les valeurs de potentiel égales à -33 et -100 hPa, que la classification par type de matériau.

III. CONCLUSION

Plusieurs équations de régression ont été calculées en prenant en compte deux types de classification et ont été comparées aux équations de régression ne faisant intervenir aucune classification. Ces équations de régression ont été établies pour permettre d'estimer des teneurs en eau massiques à six valeurs de potentiel matriciel. La justesse et la précision de ces équations ont été évaluées à l'aide de l'erreur moyenne de prédiction et de l'écart-type des résidus.

D'un point de vue statistique, il apparaît que la classification des horizons selon l'origine des matériaux fournit les meilleurs résultats. Ces meilleurs résultats se traduisent notamment par une précision accrue des équations de régression bâties à partir des classes de matériau de même origine par rapport à celle des équations de régression se rapportant à l'ensemble des horizons ainsi que par rapport à celle des équations de régression établies à partir des classes texturales. D'autre part, l'erreur totale produite par l'ensemble des équations de régression (prenant en compte ou non les classifications) qui permet de globaliser les résultats obtenus avec les deux précédents critères statistiques (MEP , σ_{res}), est minimale dans le cas de la classification par type de matériau. Néanmoins, le caractère pertinent de cette classification apparaît discutable, face à la classification texturale, pour les teneurs en eau correspondant aux potentiels matriciels de -33 et -100 hPa. Ce qui apparaît d'ailleurs être paradoxal compte tenu du rôle prépondérant joué par la texture sur l'estimation des teneurs en eau aux faibles valeurs de potentiel matriciel et non aux valeurs de -33 et -100 hPa (Chapitre 3).

La classification par type de matériau avait pour but d'organiser la variabilité des teneurs en eau et de l'ordonner de telle façon à ce que les propriétés de rétention en eau soient reliées de la même manière aux caractéristiques de constitution (poids des variables, nombre de variables, linéarité des relations). Ce type de classification conduit alors à expliquer de façon plus aisée la variabilité des teneurs en eau par l'intermédiaire de caractéristiques de constitution du sol. Cette façon de procéder s'oppose à celle qui consiste à classer les horizons

en fonction de propriétés de rétention en eau aussi proches que possible les unes des autres au sein de chaque classe. C'est ce qui se produit lorsque nous procédons à une classification des horizons en fonction de la texture. L'importance de ce résultat est majeure puisqu'il va à l'encontre de ce qui est avancé par de nombreux auteurs (Petersen *et al.*, 1968a ; Wösten *et al.*, 1990 ; Gonçalves *et al.*, 1997) qui associent la meilleure qualité de l'estimation des fonctions de pédotransfert à la classification texturale. Ce dernier résultat n'est néanmoins pas dénué de sens puisque bien souvent le poids de la texture dans le déterminisme des propriétés de rétention en eau est tel qu'il tend à masquer les autres sources de variabilité.

En faisant intervenir des critères de classification basés sur le type de matériau originel, nous intégrons à l'information quantitative liée à la texture une information qualitative qui tient compte de la nature du matériau parental à partir duquel le sol s'est développé. Cette classification suppose une organisation plus complexe entre les variables et prend notamment en compte des relations entre les variables explicatives utilisées (*Da*, *CO*, *Ar* et *Li*).

A ce propos, la mise en place d'une classification mixte « Matériau/Texture » a montré que le gain de précision par rapport à la seule prise en compte du matériau parental à partir duquel le sol s'est développé pouvait être substantiel. Ce gain de précision s'est notamment avéré important pour les sols développés à partir des alluvions dont la répartition texturale se prête bien à un découpage en classe texturale. Il apparaît donc qu'en présence d'un matériau prenant en compte une grande variabilité d'ordre texturale, la subdivision de ce matériau en classes texturales permet encore d'améliorer la qualité de l'estimation des teneurs en eau.

Par ailleurs, la faible importance du carbone organique dans les équations de régression développées doit être rapportée à notre échantillonnage qui a privilégié la prise en compte des horizons profonds et ainsi fortement contraint sa variabilité. Dans le cas de l'élargissement de la base de données à des horizons de surface, la prise en compte de cette variable prendrait sans doute, une toute autre importance et conduirait à intégrer la variabilité verticale des sols en procédant à une classification par horizon.

Pour éviter les sources de biais liées à la mesure de la densité apparente nous nous sommes attachés à estimer les teneurs en eau massiques et non les teneurs en eau volumiques des horizons. Le passage à des teneurs en eau volumiques nécessitera néanmoins la connaissance de la densité apparente. Cette dernière n'étant pas toujours accessible dans les bases de données, des estimations seront à établir et pourront éventuellement se faire à l'aide de fonctions de pédotransfert (Manrique et Jones, 1991 ; Bernoux *et al.*, 1998).

Enfin, il est important de préciser que, même si les résultats sont statistiquement établis et privilégient l'utilisation de la classification par type de matériau pour développer des FPT, les résultats reposent sur un jeu de données unique. Cette façon de procéder ne remplace pas néanmoins une procédure de validation à partir d'un échantillon test indépendant. Cette procédure de validation permettrait d'une part de conforter nos résultats et d'autre part d'analyser si, les FPT développées selon le type de matériau sont plus à même de rendre

compte de la variabilité des teneurs en eau d'horizons de sol d'un autre secteur géographique. Dans ces conditions, le caractère extrapolable ou applicable des FPT établies selon le type de matériau serait alors plus solidement établi.

CONCLUSION GENERALE

Le premier volet de ce travail consistait tout d'abord à faire l'état de l'art sur les différentes approches qui ont conduit à l'établissement de fonctions de pédotransfert permettant l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols. Le deuxième volet de ce travail était consacré à l'évaluation de la qualité de l'estimation de fonctions de pédotransfert proposées dans la littérature lorsqu'elles sont appliquées à un jeu de données composé de sols du territoire national. Enfin, la mise en évidence de la faible qualité de l'estimation obtenue à l'aide des fonctions de pédotransfert sélectionnées nous a conduit à rechercher de nouvelles démarches pour établir des fonctions de pédotransfert. Ces démarches reposent sur la mise en place de classifications préalablement à l'établissement de fonctions de pédotransfert.

En conclusion de ce travail, nous voudrions rappeler les principaux résultats de notre étude, les interrogations qui subsistent et les perspectives qui s'ouvrent à son issue.

Des fonctions de pédotransfert de différents types

L'analyse des travaux antérieurs a permis de distinguer deux grands types d'approche visant à estimer les propriétés de rétention en eau des sols. L'un permet l'estimation des teneurs en eau à des valeurs ponctuelles de potentiel matriciel et l'autre permet d'estimer de façon continue les quantités d'eau retenues en fonction du potentiel matriciel.

Le premier type d'approche est le plus ancien et a vu le nombre de valeurs de potentiel matriciel pour lesquelles les teneurs en eau sont estimées croître au cours du temps, pour passer de 2 (Petersen *et al.*, 1968a et b) à 12 valeurs de potentiel matriciel traitées (Rawls *et al.*, 1982). De la sorte, la courbe de rétention en eau s'est trouvée décrite avec une précision accrue.

Le second type d'approche est plus récent et nécessite l'utilisation de modèles pour décrire de façon continue la courbe $\theta(h)$. Ces modèles appartiennent essentiellement à deux grands ensembles. L'un est basé sur l'emploi de fonctions mathématiques qui visent à décrire de la façon la plus fidèle possible l'évolution des teneurs en eau en fonction du potentiel matriciel (Brooks et Corey, 1964 ; Campbell, 1974 ; van Genuchten, 1980). L'autre repose sur des hypothèses de distribution de taille et de mode d'assemblage des particules élémentaires et leurs conséquences sur la géométrie des pores (Arya et Paris, 1981 ; Haverkamp et Parlange, 1986 ; Assouline *et al.*, 1998).

Pour le premier ensemble, les fonctions de pédotransfert permettent d'estimer les paramètres de modèles mathématiques (e.g. Cosby *et al.*, 1984 ; Vereecken *et al.*, 1989). En ce qui concerne le second ensemble, les modèles de courbe établis peuvent être assimilés à une fonction de pédotransfert puisque l'expression analytique utilise directement des caractéristiques de constitution du sol.

Des fonctions de pédotransfert qui se complexifient

A l'issue de cette analyse, force est de constater que les approches les plus récentes sont allées en se complexifiant et ont privilégié l'estimation continue des teneurs en eau, notamment à l'aide de modèles mathématiques. Cependant, cette complexité ne s'est pas pour autant accompagnée d'une amélioration significative de la qualité de l'estimation des teneurs en eau. D'ailleurs, cette tendance se confirme puisque les derniers travaux en date (e.g. Simota et Mayr, 1996 ; Gonçalves *et al.*, 1997 ; Mayr et Jarvis, 1999) font encore la part belle à l'établissement de fonctions de pédotransfert pour les paramètres d'ajustement de modèles mathématiques de courbe de rétention en eau.

D'autre part, les fonctions de pédotransfert établies sur la base d'hypothèses physiques restent encore à l'heure actuelle assujetties à des gammes de sols restreintes qui rendent leur domaine d'application limitée. Dans ce contexte, l'alternative qui consiste à estimer les teneurs en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel puis à ajuster un modèle de courbe aux valeurs estimées serait la plus judicieuse. Cette alternative est d'ailleurs préférée par nombre d'auteurs et notamment par Thomasson et Carter *in* van Genuchten et Leij (1992).

Des fonctions de pédotransfert non adaptées aux sols du territoire national

Dans le deuxième volet de ce travail, nous avons cherché à connaître l'aptitude des fonctions de pédotransfert proposées dans la littérature à estimer les teneurs en eau volumiques lorsqu'elles sont utilisées pour des sols du territoire national. L'évaluation a porté sur l'estimation des teneurs en eau à trois valeurs de potentiel matriciel : -100, -330 et -15000 hPa.

Le choix des fonctions de pédotransfert a largement été guidé par la revue bibliographique effectuée au début de ce travail. Il nous a tout d'abord semblé important d'étudier s'il y avait une relation entre le degré de complexité des fonctions de pédotransfert et la qualité de l'estimation des teneurs en eau. Nous avons aussi choisi d'étudier si un classement des horizons en fonction de critères tels que le type d'horizon ou la *packing density* pouvait conduire à de meilleurs résultats. Dans ce but, les fonctions de pédotransfert développées par Renger (1971), Hall *et al.* (1977), Gupta et Larson (1979) et Rawls *et al.* (1982) qui permettent l'estimation de la teneur en eau à des valeurs particulières de potentiel matriciel ont été retenues. Celles permettant l'estimation continue des teneurs en eau sont

représentées par les FPT développées par Cosby *et al.* (1984) qui permettent d'estimer les paramètres du modèle de Campbell (1974) et par les FPT développées par Vereecken *et al.* (1989) qui permettent d'estimer les paramètres du modèle de van Genuchten (1980). Dans un premier temps, la qualité de l'estimation de ces fonctions de pédotransfert a été testée à l'aide de l'erreur moyenne de prédiction (*MEP*), de l'écart-type de prédiction (*SDP*) et du rang moyen (*R* et *SD*). Ces critères nous ont permis de discuter globalement le biais et la précision fournis par les FPT. Dans un deuxième temps, la sensibilité des FPT aux gammes de variation des variables prédictives utilisées a été analysée au travers de la distribution des erreurs de prédiction.

La faible qualité de l'estimation à -100 hPa, notamment en termes de biais, et la sensibilité élevée des FPT aux caractéristiques liées à la composition granulométrique des horizons montre que la prise en compte de la composition granulométrique n'est pas suffisante pour pouvoir estimer de façon satisfaisante les teneurs en eau correspondant à un potentiel matriciel élevé. En revanche, la nette amélioration de la qualité de l'estimation dont témoigne la diminution des critères *MEP* et *SDP* avec la baisse du potentiel matriciel, en particulier entre -330 et -15000 hPa, et la disparition progressive de la structuration des erreurs de prédiction en fonction de la composition granulométrique montrent que la composition granulométrique est davantage adaptée à l'estimation des teneurs en eau aux valeurs de potentiel matriciel faibles.

Les biais les plus importants et les précisions les plus faibles ont été enregistrées pour les FPT établies à partir de sols provenant des Etats-Unis (Gupta et Larson, 1979 ; Rawls *et al.*, 1982 et Cosby *et al.*, 1984). D'autre part, l'analyse de la distribution des erreurs de prédiction nous montre qu'il y a une forte structuration des erreurs en fonction de la composition granulométrique pour ces mêmes fonctions de pédotransfert. Ceci signifie que d'autres facteurs que ceux dépendant de la composition granulométrique interviennent dans le déterminisme des propriétés de rétention en eau des sols. Ces facteurs sont sans doute liés à la minéralogie des constituants, aux caractéristiques des matériaux parentaux à l'origine des sols et à leur évolution pédologique. Les fonctions de pédotransfert rendent alors compte au travers des variables prédictives qu'elles utilisent, d'une variabilité spécifique à un secteur géographique dont sont issus les sols qui ont permis de les établir.

La structuration des erreurs de prédiction se caractérisant par une surestimation croissante des teneurs en eau pour des teneurs en sable inférieures à 40 g 100g⁻¹, met en évidence les limites des approches qui visent à établir une seule équation de régression pour estimer les teneurs en eau d'un vaste ensemble de sols. Ceci est particulièrement le cas des FPT développées par Rawls *et al.* (1982) et Cosby *et al.* (1984) qui, en utilisant des bases de données à effectif très élevé, ont tendance à moyenniser les relations entre « teneurs en eau » et

« caractéristiques des sols ». Ces FPT ne peuvent pas par conséquent, estimer de façon satisfaisante les propriétés de rétention en eau d'un sol considéré isolément.

Enfin, les FPT qui utilisent comme critères de classification le type d'horizon (« *Topsoil* » et « *Subsoil* ») ou la *packing density* conduisent à des résultats de qualité inférieure à ceux que nous pouvions espérer. La prise en compte notamment de la *packing density* des horizons n'est pas suffisante pour rendre compte de la variabilité des teneurs en eau de notre échantillon test.

Le deuxième volet de ce travail a donc permis de montrer que les fonctions de pédotransfert disponibles dans la littérature et établies pour les valeurs de potentiel les plus élevées ne sont pas adaptées à l'estimation des teneurs en eau des sols du territoire français.

Une amélioration possible des fonctions de pédotransfert

L'objectif du troisième et dernier volet de notre étude n'était pas de développer de nouvelles fonctions de pédotransfert capables d'estimer correctement les propriétés de rétention en eau de notre jeu de données. En effet, nous avons résolument choisi de nous attacher à améliorer la démarche qui permet d'aboutir à des fonctions de pédotransfert. Ce dernier volet de la thèse a bien évidemment donné lieu à l'établissement de fonctions de pédotransfert sur la base de notre jeu de données ; lesquelles ne sont vraisemblablement valides que pour un ensemble de sols présentant les mêmes caractéristiques que celui-ci. La démarche suivie pour établir ces FPT devrait en revanche, s'appliquer à des sols de caractéristiques très différentes.

Cette démarche repose sur l'hypothèse qu'en regroupant les horizons en fonction de leur appartenance à des classes définies selon un ou plusieurs critères, nous pouvons rendre communs, à ces horizons, un certain nombre de caractères. Cela conduit, d'une part à contraindre et à organiser la variabilité des propriétés de rétention en eau et d'autre part à contraindre l'extrapolabilité des FPT. Chaque FPT proposée n'est alors utilisable que pour des sols possédant les mêmes caractéristiques (*i.e.* même matériau parental et essentiellement texture dans le cas de la classification mixte couplant « type de matériau/texture ») que ceux de la classe pour laquelle elle a été établie.

Notre choix s'est porté sur l'estimation de la teneur en eau massique à six valeurs de potentiel matriciel (-33, -100, -330, -1000, -3300, -15000 hPa) à l'aide d'équations de régressions linéaires. L'utilisation d'un modèle de courbe pour décrire les variations continues de teneurs en eau en fonction du potentiel matriciel sera toujours possible ultérieurement.

Le choix des critères de classification s'est donc quant à lui porté sur l'origine du matériau à partir duquel le sol s'est formé et sur la texture des horizons. Les variables explicatives qui permettent l'estimation des teneurs en eau massiques sont d'une part liées à la

constitution minérale et organique des horizons (*Ar*, *Li*, *CO*) et d'autre part liées à l'arrangement des constituants entre eux (*Da*).

La mise en jeu des classifications s'est produite en deux étapes, la seconde étape était **fortement conditionnée par les résultats de la première.**

La première étape consistait à juger de l'apport des classifications lorsque nous considérons notre jeu de données dans son ensemble. Cette étape a été réalisée en intégrant aux équations de régression les critères de classification en tant que variables qualitatives codées. Trois équations de régression pour estimer les teneurs en eau à chacun des potentiels matriciels sélectionnés ont été établies. L'apport des critères de classification en tant que variable qualitative a été jugé à l'aide du coefficient de détermination et de la statistique de Fisher. Ces deux critères ont permis de montrer l'intérêt qu'il y avait à utiliser une démarche s'appuyant sur une classification et surtout de donner l'avantage, en termes d'amélioration de la variabilité expliquée et de significativité de la prise en compte de nouvelles variables, à la classification par type de matériau.

La première étape ayant rendu l'utilisation des classifications légitime, nous avons procédé à une seconde étape qui consistait à développer des équations de régression (FPT) pour des horizons appartenant à chacune des classes. Plusieurs équations de régression ont ainsi été calculées en prenant en compte séparément les deux types de classification et ont été comparées aux équations de régression ne faisant intervenir aucune classification.

Le calcul des erreurs moyennes de prédiction produites par les équations de régression globales (MEP_{RG} , sans classification) lorsqu'elles étaient appliquées au sein de chacune des classes, a permis de mettre en évidence un biais systématiquement plus important (de 45 à 90 %) dès lors que l'estimation portait sur des classes définies selon le type de matériau.

Le calcul des écarts-types des résidus (σ_{res}) portant sur les équations de régression définies pour les deux types de classification et pour l'ensemble des horizons a quant à lui permis de quantifier les gains de précision engendrés par l'utilisation des classifications. Les deux classifications permettent d'améliorer la précision de l'estimation des teneurs en eau mais c'est la classification par type de matériau qui a montré les gains de précision les plus importants. Les gains de précision sont, en effet, de 8 à 58 % plus élevés que ceux obtenus en procédant à la classification texturale.

La mise en place d'une classification basée sur le type de matériau originel, nous a permis d'intégrer à l'information quantitative liée à la texture une information qualitative qui tient compte de la nature du matériau parental à partir duquel le sol s'est développé. Cette classification suppose une organisation plus complexe entre les variables et prend notamment en compte des relations entre les variables explicatives utilisées. Ce type de classification conduit alors à expliquer de façon plus précise la variabilité des teneurs en eau par l'intermédiaire de caractéristiques du sol.

La mise en place d'une classification basée sur la texture des horizons permet de classer les horizons en fonction de teneurs en eau présentant le plus de similitudes entre elles.

Cette façon de procéder conduit à fortement compartimenter et réduire la variabilité des teneurs en eau mais n'organise pas pour autant la variabilité des teneurs en eau en fonction de la variabilité des caractéristiques du sol. Ceci explique alors la moins bonne précision des équations de régression développées à partir des classes texturales.

Néanmoins, ce dernier type de classification peut avoir son intérêt lorsque des horizons appartiennent à un même type de matériau et présentent une diversité texturale importante. En effet, la mise en place d'une classification mixte « Type de matériau/Texture » a montré que le gain de précision par rapport à la seule prise en compte du matériau parental à partir duquel le sol s'est développé pouvait être substantiel. Ce gain de précision s'est avéré important pour les sols développés à partir des alluvions dont la répartition texturale se prêtait bien à un découpage en classe texturale. Il apparaît donc qu'en présence d'un matériau prenant en compte une grande variabilité d'ordre textural, la subdivision de ce matériau en classes texturales permet encore d'améliorer la qualité de l'estimation des teneurs en eau.

Une validation qui demeure à faire

Dans le dernier volet de notre étude, nous avons statistiquement vérifié l'hypothèse selon laquelle les fonctions de pédotransfert peuvent être améliorées lorsque nous procédons, préalablement à l'établissement de celles-ci, à une classification selon l'origine des matériaux ayant conduit au développement des sols. Nous avons aussi vérifié qu'en présence d'une forte variabilité texturale d'un type de matériau, nous pouvons procéder à une nouvelle compartimentation des teneurs en eau à l'aide de critères de classification texturaux. Néanmoins, ces hypothèses restent à vérifier d'un point de vue physique pour juger de l'intérêt de notre démarche lors d'une application à d'autres secteurs géographiques. La mise en place d'une procédure de validation de ces démarches à partir d'un échantillon indépendant devra être réalisée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aina P.O., Periaswamy S.P., 1985** - Estimating available water-holding capacity of Western Nigerian soils from soil texture and bulk density, using core and sieved samples. *Soil Science*, 140 (1), 55-58.
- Ahuja L.R., Naney J.W., Williams R.D., 1985** - Estimating soil water characteristics from simpler properties or limited data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 1100-1105.
- Arrouays D., Jamagne M., 1993** - Sur la possibilité d'estimer les propriétés de rétention en eau de sols limoneux lessivés hydromorphes du Sud-Ouest de la France à partir de leurs caractéristiques de constitution. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 79 (1), 111-121.
- Arya L.M., Paris J.F., 1981** - A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45, 1023-1030.
- Assouline S., Tessier D., Bruand A., 1998** - A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resour. Res.*, 34 (2), 223-231.
- Baize D., 1988** - Guide des analyses courantes en pédologie. INRA Ed., 172 p.
- Bernoux M., Arrouays D., Cerri C., Volkoff B., Jolivet C., 1998** - Bulk densities of Brazilian Amazon soils related to other soil properties. *Soil sci Soc. Am. J.* 62, 743-749.
- Bonfils P., 1993** - Carte pédologique au 1/100 000 : Lodève feuille L22, publication INRA 1988. INRA Science du Sol, Montpellier.
- Bonneau M., 1961** - Evaluation au laboratoire de la capacité au champ en fonction de la texture. *Bull. AFES*, 8 (N° spécial), 16-26.
- Bornand M., Legros J.P., Rouzet C., 1994** - Les banques régionales de données-sols. Exemple du Languedoc-Roussillon. *Etude et Gestion des Sols*, 1, 67-82.
- Bouma J., van Lanen H.A.J., 1987** - Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land qualities. 106-111. In Beek K.J., P.A. Burrough, D.E. McCormack (Ed.) *Proc. ISSS/SSSA workshop on quantified land evaluation procedures. Int. Inst. For Aerospace Surv. And Earth Sci. Publ. no. 6. Enschede, the Netherlands.*
- Bouma J., 1989** - Land qualities in space and time. p 3-13. In J. Bouma and A.K. Bregt (ed.) *Proc. ISSS Symp. On land qualities in space and time, Wageningen, the Netherlands. 22-26 Aug. 1988. Pudoc. Wageningen.*
- Box J.E., Taylor S.A., 1962** - Influence of soil bulk density on matric potential. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 26, 119-122.
- Brooks R.H., Corey C.T., 1964** - Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper 3, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.*
- Bruand A., 1990** - Improved prediction of water-retention properties of clayey soils by pedological classification. *J. Soil Sci.*, 41, 491-497.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darthout R., Jamagne M., 1996** - Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : Importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 3, 27-40.

- Bruand A., Quélin P., Duval O., Gaillard H., Raison L., 1997** - Significance of the soil fabric on the water retention properties : Example of clayey soils and consequences on PTFs. In: The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 81-88.
- Brutsaert W., 1966** - Probability laws for pore-size distributions. *Soil Science*, 101(2), 85-92.
- Burdine N.T., 1953** - Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petroleum Trans., Am. Inst. Mining Eng.* 198, 71-77.
- Callot G., Dupuis M., 1980** - Le calcaire actif des sols et sa signification. *Science du Sol*, 1, 17-26.
- Campbell G.S., 1974** - A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data. *Soil Science*, 117(6), 311-314.
- Cattan Ph., 1982** - Détermination de l'humidité et de la densité des sols par les sondes nucléaires Solo 20, Campbell 501 B, Troxler 3411, Troxler 3205. Mémoire de D.A.A., Science du Sol et Aménagement, ENSA Montpellier, 69 p. + annexes.
- Chiaverini J., Gras R., 1977** - Comparaison de quelques méthodes d'évaluation au laboratoire de la capacité au champ. *Ann. Agron.*, 28(4), 445-461.
- Combeau A., Quantin P., 1963** - Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF-humidité. *Science du Sol*, 5-13.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R., 1984** - A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resour. Res.*, 20(6), 682-690.
- Dancette C., Maertens C., 1974** - Méthode d'estimation de la capacité au champ pour l'eau à partir du pF 3. *Science du sol*, 3, 165-171.
- Daroussin J., King D., 1997** - A pedotransfer rules database to interpret the soil geographical database of Europe for environmental purposes. In: The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 25-40.
- De Jong R., Campbell C.A., Nicholaichuk W., 1983** - Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. *Can. J. Soil Sci.*, 63, 291-302.
- Dijkerman J.C., 1988** - An Ustult-Aquult-Tropept Catena in Sierra Leone, West Africa. II. Land qualities and Land evaluation. *Geoderma*, 42, 29-49.
- Duchaufour P., 1997** - Abrégé de pédologie. Sol, végétation, environnement. Masson, 5^e Ed., 291 p.
- Endelman F.J., Box G.E.P., Boyle J.R., Hughes R.R., Keeney D.R., Northrup M.L., Saffigna P.G., 1974** - The mathematical modeling of soil water-nitrogen phenomena. Oak Ridge National Laboratory. EDFB-IBP-74-8. 66 p.

- Farrell D.A., Larson W.E., 1972** - Modeling the pore structure of porous media. *Water Resour. Res.* 8(3), 699-706.
- Food and Agriculture Organisation (FAO), 1994** - Guidelines for soil description, FAO/ISRIC, Rome, 3rd Ed (revised).
- Gardner W.R., Hillel D., Benyamini Y., 1970** - Post-irrigation movement of soil water. I. Redistribution. *Water Resour. Res.* 6, 851-861.
- Gonçalves M.C., Pereira L.S., Leij F.J., 1997** - Pedo-transfer functions for estimating unsaturated hydraulic properties of Portuguese soils. *Eur. J. of Soil Sci.*, 48, 387-400.
- Gras R., 1962** - Quelques observations sur les relations entre les propriétés physiques du sol et de la croissance du pêcher dans la vallée du Rhône, entre Vienne et Valence. *Ann. Agron.*, 13(2), 141-174.
- Gregson K.D., Hector J., McGowan M., 1987** - A one-parameter model for the soil water characteristics. *J. Soil Sci.*, 38, 483-486.
- Gupta S.C., Larson W.E., Gast R.G., Combs S.M., Dowdy R.H., 1978** - The agricultural value of dredged material. Tech. Rep., D, 78-36, US Army Eng. Waterways Exp. Sta., Vicksburg Miss.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979** - Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1633-1635.
- Hall D.G., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977** - Water retention, porosity and density of field soils. Technical Monograph. n° 9. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.
- Haverkamp R., Parlange J.Y., 1986** - Predicting the water-retention curve from particle-size distribution : 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, 142(6), 325-338.
- Hill J.N.S., Sumner M.E., 1967** - Effect of bulk density on moisture characteristics of soils. *Soil Science*, 103(4), 234-238.
- Hopmans J.W., Dane J.H., 1985** - Temperature dependence of soil water retention curves. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 562-567.
- Husz G., 1967** - The determination of pF-curves from texture using multiple regressions. (In German.) *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenkd.* 116(2), 23-29.
- Jamagne M., Bliet L., Rémy J.C., 1970** - Contribution à l'étude pédologique et agronomique des sols argileux du Bassin Parisien. *La Haute Brie. Ann. Agron.*, 21(2), 119-157.
- Jamagne M., Bétrémieux R., Bégon J.C., Mori A., 1977** - Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *Bull. Tech. Inf.* 324-325, 627-641.
- Jamagne M., Hardy R., King D., Bornand M., 1995** - La base de données géographique des sols de France. *Etude et Gestion des Sols*, 2, 3, 153-172.
- Jamison V.C., 1956** - Pertinent factors governing the availability of soil moisture to plants. *Soil Sci.*, 81, 459-471.

- Jany J.P., 1978** - Essai d'adaptation du gammadensimètre « Troxler 3411 » à la mesure de la densité apparente des sols. Mémoire de D.A.A., Science du sol et du Bioclimat, ENSA Montpellier.
- Kern J.S., 1995** - Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 59, 1134-1141.
- King L.G., 1965** - Description of soil characteristics for partially saturated flow. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 29, 359-362.
- Laliberte G.E., 1969** - A mathematical function for describing capillary pressure-desaturation data. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.*, 14(2), 131-149.
- Leenhardt D., 1991** - Spatialisation du bilan hydrique. Propagation des erreurs d'estimation des caractéristiques du sol au travers des modèles de bilan hydrique. Cas du blé dur d'hiver. Thèse de doctorat ENSAM, 129 p.
- Leenhardt D., 1995** - Errors in the estimation of soil water properties and their propagation through a hydrological model. *Soil Use and Management*, 11, 15-21.
- Lilly A., 1997a** - A description of the HYPRES database (Hydraulic Properties of European Soils). In: The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 161-182.
- Lilly A., 1997b** - Report of the second annual workshop of the EU funded project. In: The use of pedotransfer in soil hydrology research in Europe. A. Bruand, O. Duval, H. Wösten and A. Lilly (eds). Proceedings of the second workshop of the project 'Using existing soil data to derive hydraulic parameters for simulation modelling in environmental studies and in land use planning', Orléans, France, 10-12/10/1996. INRA Orléans and EC/JRC Ispra. 185-193.
- Lund Z.F., 1959** - Available water-holding capacity of alluvial soils in Louisiana. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 23(1), 1-3.
- Manrique L.A., Jones C.A., 1991** - Bulk density of soils in relation to soil physical and chemical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 476-481.
- Mayr T., Jarvis N.J., 1999** - Pedotransfer functions to estimate soil water retention parameters for a modified Brooks-Corey type model. *Geoderma*, 91, 1-9.
- Monnier G., Stengel P., Fiès J.C., 1973** - Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agrégats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.*, 24, 533-545.
- Moulènes D., 1993** - Caractérisation hydrodynamique des sols du Languedoc-Roussillon, recherche de fonctions de pédotransfert. Mémoire de D.A.A., Mise en valeur du milieu naturel, ENSA Montpellier, 49 p. + annexes.
- Mualem Y., 1976** - A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.*, 12(3), 513-522.
- Nicolaeva S.A., Pachepsky Y.A., Shcherbakov R.A., Shcheglov A.I., 1986** - Modelling of moisture regime for ordinary chernozems. *Pochvovedenie*. 6, 52-59.

- Oosterveld M., Chang C., 1980** - Empirical relations between laboratory determinations of soil texture and moisture retention. *Canadian Agricultural Engineering*, 22, 149-151.
- Pachepsky Y., Shcherbakov R.A., Varallyay G., Rajkai K., 1982** - Statistical analysis of water retention relations with other physical properties of soils. *Pochvovedenie*, 2, 42-52.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968a** - Moisture characteristics of Pennsylvania soils : I. Moisture retention as related to texture. *Soil Sci. Am. Proc.*, 32, 271-275.
- Petersen G.W., Cunningham R.L., Matelski R.P., 1968b** - Moisture characteristics of Pennsylvania soils : II. Soil factors affecting moisture retention within textural class-Silt Loam. *Soil Sci. Am. Proc.*, 32, 866-870.
- Puckett W.E., Dane J.H., Hajek B.F., 1985** - Physical and mineralogical data to determine soil hydraulic properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 49, 831-836.
- Rajkai K., Kabos S., van Genuchten M. T., Jansson P-E., 1996** - Estimation of water-retention characteristics from the bulk density and particle-size distribution of Swedish soils. *Soil Science*, 161(12), 832-845.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E., 1982** - Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE*, 25, 1316-1320.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Soni B., 1983** - Agricultural management effects on soil water processes, Part I. Soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters. *Trans. ASAE*, 26, 1747-1752.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., 1985** - Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In E. Jones and T.J. Ward (ed.) *Watershed Manage. Eighties. Proc. Symp. ASCE*, Denver, CO. 30 Apr-2May 1985. ASCE, New York. 293-299.
- Rawls W.J., Gish T.J., Brakensiek D.L., 1991** - Estimating soil water retention from soil physical properties and characteristics. *Advances in Soil Science*, By Springer-Verlag New-York Inc. 16, 213-234.
- 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.
- Renger M., 1971** - Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. *Z. Pfl Ernähr. Bodenk.*, 130, 53-67.
- Rogowski A.S., 1971** - Watershed physics : Model of soil moisture characteristic. *Water Resour. Res.* 7, 1575-1582.
- Salter P.J., Williams J.B., 1965** - The influence of texture on the moisture characteristics of soils. II. Available-water capacity and moisture release characteristics. *J. Soil Sci.*, 16(2), 310-317
- Salter P.J., Berry G., Williams J.B., 1966** - The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available-water capacity. *J. Soil Sci.*, 17(1), 93-98.
- Saxton K.E., Rawls W.J., Romberger J.S., Papendick R.I., 1986** - Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 50, 1031-1036.
- Simota C., Mayr T., 1996** - Predicting the soil water retention curve from readily -available data obtained during soil surveys. *International Agrophysics*, 10, 185-188.

- Stengel P., Gelin S., coord., 1998** - Sol interface fragile. INRAEd., 213 p.
- Strait S., Saxton K.E., Papendick R.I., 1979** - Pressure and hydraulic conductivity curves for various soil textures. Internal Report. USDA-ARS, Washington State University, Pullman.
- Tessier D., 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.
- Thomasson A.J., Carter A.D., 1992** - Current and future uses of the UK soil water retention dataset. In: *Proceedings of the International Workshop on Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils*, Riverside, California, October 11-13, 1989, Eds M.Th. van Genuchten, F.J. leij et L.J. Lund, Univ. California, 355-358.
- Thomasson A. J. 1995** - Assesment of soil water reserves available for plants (SWAP) : A review. In D. King, R. J. A. Jones and A. J. Thomasson (ed.) *European land information systems for agro-environmental monitoring*. Joint research centre European Community, 115-129.
- Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993** - Evaluation of pedo-transfer functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57, 1088-1095.
- Tomassone R., Lesquoy E., Millier C., 1983** - La régression, nouveaux regards sur une ancienne méthode statistique. *INRA actualités scientifiques et agronomiques* 13, MASSON, 180 p.
- Tsuji G.Y., Watanabe R.T., Sakai W.S., 1975** - Influence of soil microstructure on water characteristics of selected Hawaiian soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 28-33.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1989** - Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53(4), 987-996.
- Tyler S.W., Wheatcraft S.W., 1992** - Fractal scaling of soil particle-size distributions : analysis and limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 362-369.
- Unger P.W., 1975** - Water retention by core and sieved samples. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 39, 1187-1200.
- United States Departement of agriculture (USDA), 1951** - Soil survey manual, U.S. Dept. Agriculture Handbook, Washington, DC, 18.
- Van den Berg M., Klamt E., Van Reeuwijk L.P., Sombroek W.G., 1997** - Pedotransfer function for the estimation of moisture retention characteristics of Ferralsols and related soils. *Geoderma*, 78,161-180.
- van Genuchten M.T., 1978** - Calculating the unsaturated hydraulic conductivity with a new closed-form analytical model. *Res. Rep.*, 78-WR-08. Princeton University. Princeton, NJ.
- van Genuchten M.T., 1980** - A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- van Genuchten M.T., Nielsen D.R., 1985** - On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Annales Geophysicae*. 3(5), 615-628.

- van Genuchten M.T., Leij F.J., 1992** - On estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. 1-14. In M.Th. van Genuchten *et al.* (Ed.) Indirect methods for estimating the hydraulic properties of unsaturated soils. Univ. of California, Riverside.
- Vereecken H., Maes J., Feyen J., Darius P., 1989** - Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil science*, 148(6), 389-403.
- Webster R., McBratney A.B., 1989** - On the Akaike Information Criterion for choosing models for variogramms of soil properties. *J. Soil Sci.*, 40, 493-496.
- 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. *Aust. J. Soil Res.* 21, 15-22.
- Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W., 1992** - Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Science*, 153(3), 172-184.
- Wösten J.H.M., van Genuchten M.T., 1988** - Using texture and others soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52, 1762-1770.
- Wösten J.H.M., Schuren C.H.J.E., Bouma J., Stein A., 1990** - Functional sensitivity analysis of four methods to generate soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 54, 832-836.
- Wösten J.H.M., Finke P.A., Jansen M.J.W., 1995** - Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. *Geoderma*, 66, 227-237.
- Wösten J.H.M., Lilly A., Nemes A., Le Bas C., 1999** - Development and use of a database of hydraulic properties of European soils. *Geoderma*, 90, 169-185.

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	5
Chapitre 1 ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE DES TRAVAUX ANTERIEURS	11
I. L'ETAT DE L'EAU DANS LE SOL	12
A. Le potentiel de l'eau dans le sol	12
1. L'expression du potentiel de l'eau du sol	13
2. L'expression de la teneur en eau du sol	13
B. Courbe de rétention en eau	13
II. CARACTERISTIQUES DES ENSEMBLES D'HORIZONS ETUDIES	14
A. Effectif des ensembles de sols étudiés	14
B. Caractère remanié des échantillons	15
C. Origine et nature des sols	16
III. ESTIMATION PONCTUELLE DE LA TENEUR EN EAU	17
A. Valeurs de potentiel matriciel	17
B. Caractéristiques des sols prises en compte	18
C. Premières études	18
D. Fonctions de pédotransfert de Gupta-Larson et de Rawls	20
E. Fonctions de pédotransfert de Puckett	23
IV. ESTIMATION CONTINUE DE LA TENEUR EN EAU	24
A. Modèles de courbes à fondement mathématique	24
1. Modèle de Brooks et Corey	25
2. Modèle de Campbell	26
3. Modèle de van Genuchten	27
4. Modèle de De Jong	30
5. Modèle de Saxton	30
B. Modèles de courbe à fondement physique	31
1. Modèle de Arya et Paris	31
2. Modèle de Haverkamp et Parlange	32
3. Modèle de Tyler et Wheatcraft	32
4. Modèle d'Assouline	33
V. APPORT D'UNE CLASSIFICATION A L'ETABLISSEMENT DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT	33
A. Classification en fonction de la texture	33
B. Classification en fonction de la compacité (<i>Packing density</i>)	35
C. Classification en fonction de la profondeur	35
D. Classification en fonction de critères pédologiques	36
VI. VALIDATION DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT	37
A. Validation effectuée par Williams	37
B. Validation effectuée par Tietje et Tapkenhinrichs	38
1. Estimation ponctuelle de la teneur en eau	38
2. Estimation continue de la teneur en eau	39
C. Validation effectuée par Kern	40
VII. CONCLUSION	41
Chapitre 2 MATERIEL ET METHODES	47
I. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DES SOLS ETUDIES	47
II. METHODES MISES EN ŒUVRE	49

A. Densité apparente et teneur en eau	49
1. Protocole expérimental suivi au laboratoire INRA d'Orléans	49
2. Protocole suivi au laboratoire INRA de Montpellier	51
3. Porosité prise en compte par les mesures de Densité apparente	53
4. Porosité prise en compte par les mesures de teneur en eau (mottes)	54
B. Granulométrie, carbone organique, calcaire total et calcaire actif	54
C. Cohérence des mesures	55
III. VARIABILITE DES PROPRIETES ET DES CARACTERISTIQUES DES SOLS	56
A. Variabilité des teneurs en eau massiques	56
B. Variabilité de la densité apparente	57
C. Variabilité des teneurs en eau volumiques	57
D. Variabilité de la composition granulométrique	58
1. Variabilité des fractions granulométriques	58
2. Gammes texturales couvertes	60
E. Variabilité de la teneur en carbone organique	63
F. Variabilité des teneurs en calcaire	64
1. Calcaire total	64
2. Calcaire actif	65
IV. CONCLUSION	66
<i>Chapitre 3 EVALUATION DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT EXISTANTES</i>	71
I. FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT SELECTIONNEES	71
A. Choix des fonctions de pédotransfert et des valeurs de potentiel matriciel	71
B. Données de calibration des fonctions de pédotransfert	73
1. Origine des sols utilisés pour établir les fonctions de pédotransfert	73
2. Caractéristiques des horizons utilisés pour établir des fonctions de pédotransfert	74
C. Description de la forme mathématique et des variables des fonctions de pédotransfert	75
1. Fonctions de pédotransfert sélectionnées à -100 hPa	75
2. Fonctions de pédotransfert sélectionnées à -330 hPa	78
3. Fonctions de pédotransfert sélectionnées à -15000 hPa	80
D. Caractéristiques et propriétés de rétention en eau de l'échantillon test	80
1. Caractéristiques de constitution et densité apparente	80
2. Teneurs en eau volumiques	83
II. RESULTATS DES TESTS D'EVALUATION	84
A. Critères d'erreur	84
1. Critères globaux	84
2. Critère spécifique : distribution des erreurs	85
B. Tendances des critères globaux	85
1. Qualité de l'estimation de la teneur en eau volumique à -100 hPa	85
2. Qualité de l'estimation de la teneur en eau volumique à -330 hPa	87
3. Qualité de l'estimation de la teneur en eau volumique à -15000 hPa	89
4. Bilan des performances globales enregistrées avec les fonctions de pédotransfert sélectionnées	90
C. Sensibilité des fonctions de pédotransfert aux gammes de variation des variables prédictives	92
1. Distribution des erreurs à -100 hPa	92
2. Distribution des erreurs à -330 hPa	98
3. Distribution des erreurs à -15000 hPa	103
III. CONCLUSION	110
<i>Chapitre 4 RECHERCHE DE NOUVELLES DEMARCHES POUR ETABLIR DES FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT</i>	115
I. CHOIX DES CRITERES DE CLASSIFICATION ET DES VARIABLES	116
A. Classification selon l'origine du matériau parental du sol	116
B. Classification selon la texture des horizons	118
C. Choix et relations entre les variables	119
1. Choix des variables	120
2. Corrélations entre les variables explicatives	120

3. Corrélations entre les variables expliquées	121
4. Corrélations entre les variables expliquées et explicatives	122
II. ETABLISSEMENT DE FONCTIONS DE PEDOTRANSFERT	123
A. Fonctions de pédotransfert portant sur l'ensemble des données	123
1. Critères de la qualité de l'estimation	125
2. Résultats	126
B. Fonctions de pédotransfert prenant en compte les classifications	128
1. Apport des classifications pour les régressions	128
2. Equations de régression par classe de matériau	137
3. Equations de régression par classe texturale	142
4. Comparaison globale des performances des types de classification	148
C. Fonctions de pédotransfert prenant en compte une classification mixte (Matériau originel/Texture)	149
1. Variabilité texturale des sols développés à partir des alluvions et des molasses	151
2. Apport de la classification mixte	155
3. Equations de régression issues de la classification mixte	156
4. Effet de la classification mixte sur l'erreur totale	160
III. CONCLUSION	162
<i>CONCLUSION GENERALE</i>	<i>167</i>

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Figure 1.1: Valeurs des coefficients des FPT proposées par (a) : Gupta et Larson (1979) et (b) : Rawls *et al.* (1982) (Modèle I).

Figure 1.2 : Représentation schématique des différents modèles de courbes utilisés.

Chapitre 2

Figure 2.1 : Localisation géographique des profils de sols étudiés (un point peut représenter plusieurs profils localisés dans le même secteur).

Figure 2.2 : Distribution des profondeurs moyennes des horizons étudiés.

Figure 2.3 : Comparaison des répartitions des horizons selon les classes texturales de l'USDA.

Figure 2.4 : Répartition texturale des horizons ($n_{>330 \text{ hPa}} = 762$ et $n_{>15000 \text{ hPa}} = 394$) selon le triangle de texture de l'USDA (1951).

Chapitre 3

Figure 3.1 : Ecarts-types des rangs en fonction des rangs moyens des fonctions de pédotransfert sélectionnées.

Figure 3.2 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en argile de l'échantillon test (-100 hPa).

Figure 3.3 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en limon de l'échantillon test (-100 hPa).

Figure 3.4 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en sable de l'échantillon test (-100 hPa).

Figure 3.5 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en matière organique de l'échantillon test (-100 hPa).

Figure 3.6 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente de l'échantillon test (-100 hPa).

Figure 3.7 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en argile de l'échantillon test (-330 hPa).

Figure 3.8 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en limon de l'échantillon test (-330 hPa).

Figure 3.9 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en sable de l'échantillon test (-330 hPa).

Figure 3.10 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en matière organique de l'échantillon test (-330 hPa).

Figure 3.11 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente de l'échantillon test (-330 hPa).

Figure 3.12 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en argile de l'échantillon test (-15000 hPa).

Figure 3.13 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en limon de l'échantillon test (-15000 hPa).

Figure 3.14 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en sable de l'échantillon test (-15000 hPa).

Figure 3.15 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la teneur en matière organique de l'échantillon test (-15000 hPa).

Figure 3.16 : Distribution des erreurs de prédiction en fonction de la densité apparente de l'échantillon test (-15000 hPa).

Chapitre 4

Figure 4.1 : Délimitation des classes texturales utilisées pour établir les régressions selon la classification de l'USDA (1951).

Figure 4.2 : Démarche générale adoptée pour établir des fonctions de pédotransfert prenant en compte les classifications.

Figure 4.3 : Distribution des résidus pour l'ensemble des données.

Figure 4.4 : Distribution des résidus en fonction de la teneur en argile de l'échantillon global.

Figure 4.5 : Distribution des résidus en fonction de la teneur en limon de l'échantillon global.

Figure 4.6 : Distribution des résidus en fonction de la densité apparente de l'échantillon global.

Figure 4.7 : Fonctions de pédotransfert prenant en compte la classification par type de matériau - Présentation de la démarche permettant la comparaison avec les équations de régression globales (cette démarche est aussi valable pour la classification texturale).

Figure 4.8 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau calculées pour les équations de régression globales (MEP_{RG} en $g\ g^{-1}$) selon la classification par type de matériau.

Figure 4.9 : Ecarts-types des résidus (σ_{resM} et σ_{resRG} en $g\ g^{-1}$) calculés pour la classification par type de matériau.

Figure 4.10 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau calculées pour les équations de régression globales (MEP_{RG} en $g\ g^{-1}$) selon la classification texturale.

Figure 4.11 : Ecarts-types des résidus (σ_{resT} et σ_{resRG} en $g\ g^{-1}$) calculés pour la classification texturale.

Figure 4.12 : Comparaison des erreurs totales produites ($SCER$) par les types de classification.

Figure 4.13 : Répartition texturale des sols alluviaux en fonction des classes texturales de la classification de l'USDA (1951) (n = 163).

Figure 4.14 : Répartition texturale des sols développés à partir des molasses, en fonctions des classes texturales de la classification de l'USDA (1951) (n = 96).

Figure 4.15 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_M en $g\ g^{-1}$) pour la classification texturale des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

Figure 4.16 : Ecart-types des résidus (σ_{resMT} et σ_{resM} en $g\ g^{-1}$) calculés pour les classes texturales des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

Figure 4.17 : Comparaison des erreurs totales ($SCER$) produites par la classification mixte et la classification selon le type de matériau.

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 1

Tableau 1.1: Caractéristiques des ensembles d'horizons utilisés pour établir les fonctions de pédotransfert les plus connues.

Tableau 1.2 : Coefficients (a, b, b', c, d, e et f) et coefficient de détermination (R^2) des fonctions de pédotransfert établies par Petersen *et al.* (1968b) et Hall *et al.* (1977).

Tableau 1.3 : Variabilité expliquée par les caractéristiques utilisées par Hall *et al.* (1977) pour établir des fonctions de pédotransfert.

Tableau 1.4 : Coefficients et R^2 des FPT établies par régression multiple par Gupta et Larson (1979) et Rawls *et al.* (1982).

Tableau 1.5 : Fonctions de pédotransfert associées aux paramètres de fonctions mathématiques représentatives de la courbe $\theta(h)$.

Tableau 1.6 : Valeurs des coefficients obtenues par régression multiple à différentes valeurs de potentiel matriciel et en fonction de la compacité (Renger, 1971).

Chapitre 2

Tableau 2.1 : Age des formations sédimentaires correspondant aux matériaux parentaux des sols étudiés.

Tableau 2.2 : Ecart-types moyens associés aux mesures de densité apparente et des teneurs en eau.

Tableau 2.3 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau massiques.

Tableau 2.4 : Statistiques générales portant sur les valeurs de densité apparente.

Tableau 2.5 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau volumiques.

Tableau 2.6 : Statistiques générales portant sur les teneurs en argile.

Tableau 2.7 : Statistiques générales portant sur les teneurs en limon.

Tableau 2.8 : Statistiques générales portant sur les teneurs en sable.

Tableau 2.9 : Statistiques générales portant sur les teneurs en carbone organique.

Tableau 2.10 : Statistiques générales portant sur les teneurs en calcaire total.

Tableau 2.11 : Répartition des échantillons selon leur teneur en calcaire total.

Tableau 2.12 : Statistiques générales portant sur les teneurs en calcaire actif.

Chapitre 3

Tableau 3.1 : Caractéristiques des horizons utilisés pour établir les fonctions de pédotransfert (données issues des publications).

Tableau 3.2 : Equations de régression des fonctions de pédotransfert sélectionnées à -100 hPa.

Tableau 3.3 : Equations de régression des fonctions de pédotransfert sélectionnées à -330 hPa.

Tableau 3.4 : Equations de régression des fonctions de pédotransfert sélectionnées à -15000 hPa.

Tableau 3.5 : Statistiques générales portant sur les caractéristiques des horizons échantillonnés.

Tableau 3.6 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau volumiques des horizons échantillonnés.

Tableau 3.7 : Erreur moyenne et écart-type de prédiction (MEP et SDP en $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) produits par les fonctions de pédotransfert sélectionnées.

Tableau 3.8 : Moyennes pondérées, sur l'ensemble des potentiels matriciels, des erreurs moyennes et des écarts-types de prédiction (\overline{MEP} et \overline{SDP} en $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) produits par les fonctions de pédotransfert sélectionnées.

Chapitre 4

Tableau 4.1 : Matrice des corrélations entre les variables explicatives pour les potentiels compris entre -33 et -3300 hPa.

Tableau 4.2 : Matrice des corrélations entre les variables explicatives pour le potentiel -15000 hPa.

Tableau 4.3 : Matrices des corrélations entre les variables expliquées.

Tableau 4.4 : Matrices des corrélations entre les variables explicatives et expliquées.

Tableau 4.5 : Coefficients des régressions et erreurs-standards (σ) associées portant sur l'ensemble des données.

Tableau 4.6 : Coefficients de détermination, teneurs en eau massiques moyennes (g g^{-1}) et écarts-types des résidus (g g^{-1}) sur l'ensemble des données.

Tableau 4.7 : Coefficients de détermination des régressions.

Tableau 4.8 : Statistique de Fisher : apport des classifications dans les régressions.

Tableau 4.9 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_M et MEP_{RG} en g g^{-1}) pour la classification par origine de matériau.

Tableau 4.10 : Gain de précision (%) engendré par les régressions par classe selon l'origine du matériau.

Tableau 4.11 : Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_T et MEP_{RG} en g g^{-1}) pour la classification par classe texturale.

Tableau 4.12 : Gain de précision (%) engendré par les régressions par classe texturale.

Tableau 4.13 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau et la composition granulométrique des sols alluviaux.

Tableau 4.14 : Statistiques générales portant sur les teneurs en eau et la composition granulométrique des sols développés à partir des molasses.

Tableau 4.15 : Coefficients de détermination des régressions globales prenant en compte l'origine des matériaux et la classification mixte (origine des matériaux et texture).

Tableau 4.16 : Statistique de Fisher : apport de la classification mixte dans les régressions par rapport à la classification selon l'origine des matériaux.

Tableau 4.17 : Gain de précision (%) engendré par les classes texturales des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

Mesure de la densité apparente par la méthode au pétrole

Expression et définition

Densité apparente sèche D_a : masse d'un volume de sol séché à 105°C rapportée à la masse d'un même volume d'eau.

Principe de la méthode

La densité apparente est déterminée par immersion des échantillons (mottes, agrégats, ...) dans le kérosène. On mesure la force opposée à la poussée d'Archimède qui est exercée par le kérosène sur l'échantillon. Le kérosène présente l'avantage d'être "inactif" (molécules non polaires) vis-à-vis du sol (à la différence de l'eau), faiblement miscible dans l'eau, peu volatile à température ambiante (tension de vapeur faible). Il peut être aisément éliminé lors du séchage des échantillons à l'étuve.

Procédures

La méthode peut être appliquée soit à des échantillons secs, soit humides comme les mottes utilisées lors de la détermination des propriétés de rétention en eau.

Dispositif

Le dispositif de mesure se compose d'une balance de précision (± 1 mg), d'un bécher rempli de kérosène, d'une nacelle (permettant de contenir l'échantillon) suspendue à un statif (figure 1).

Préparation

① Les échantillons sont immergés dans une coupelle contenant du kérosène (type kerdane, distillat de pétrole) durant un temps suffisant pour que la porosité libre à l'air se sature de kérosène. Le temps nécessaire à la saturation est en moyenne de 5 à 6 heures. Elle peut être de quelques heures pour les échantillons proches de l'état saturé à environ 12 heures pour des échantillons secs à porosité élevée et constituée de pores de petite taille. Pour s'assurer que l'équilibre est atteint, il est nécessaire de vérifier que plus aucune bulle d'air ne s'échappe des échantillons,

même lorsqu'on les déplace doucement dans le kérosène.

② On évacue le kérosène de la coupelle et on élimine le kérosène excédentaire à la périphérie de l'échantillon en l'essuyant dans du papier absorbant (type Kleenex). L'échantillon doit passer de l'aspect brillant à l'aspect mat. Dès que l'aspect mat est obtenu il faut cesser l'essuyage car on risque d'extraire du kérosène présent dans la porosité de l'échantillon.

Mesures

③ La nacelle étant suspendue immergée et stabilisée dans le bécher de kérosène, on tare la balance (faire attention que la nacelle ne repose pas sur le fond du bécher, ni ne touche la paroi du bécher).

Relever la nacelle hors du bécher. Mettre l'échantillon dans celle-ci.

④ Immerger totalement l'ensemble. Après stabilisation, noter la masse indiquée par la balance.

On retire la nacelle et l'échantillon du dispositif.

⑤ On recueille l'échantillon et on le place à l'étuve à 105°C pendant 48 h. (Le kérosène sera éliminé par évaporation à cette température.)

On détermine la masse sèche par pesée.

Calcul

La formule utilisée pour le calcul est de la forme :

$$D_a = \frac{m_s \times \rho_p}{m_p \times \rho_w}$$

avec :

- D_a = densité apparente
- m_p = masse de kérosène déplacé par l'échantillon (g)
- m_s = masse de l'échantillon séché à 105 °C (g)
- ρ_p = masse volumique du pétrole (généralement voisine de 0,782 g.cm⁻³)
- ρ_w = masse volumique de l'eau (1 g.cm⁻³).

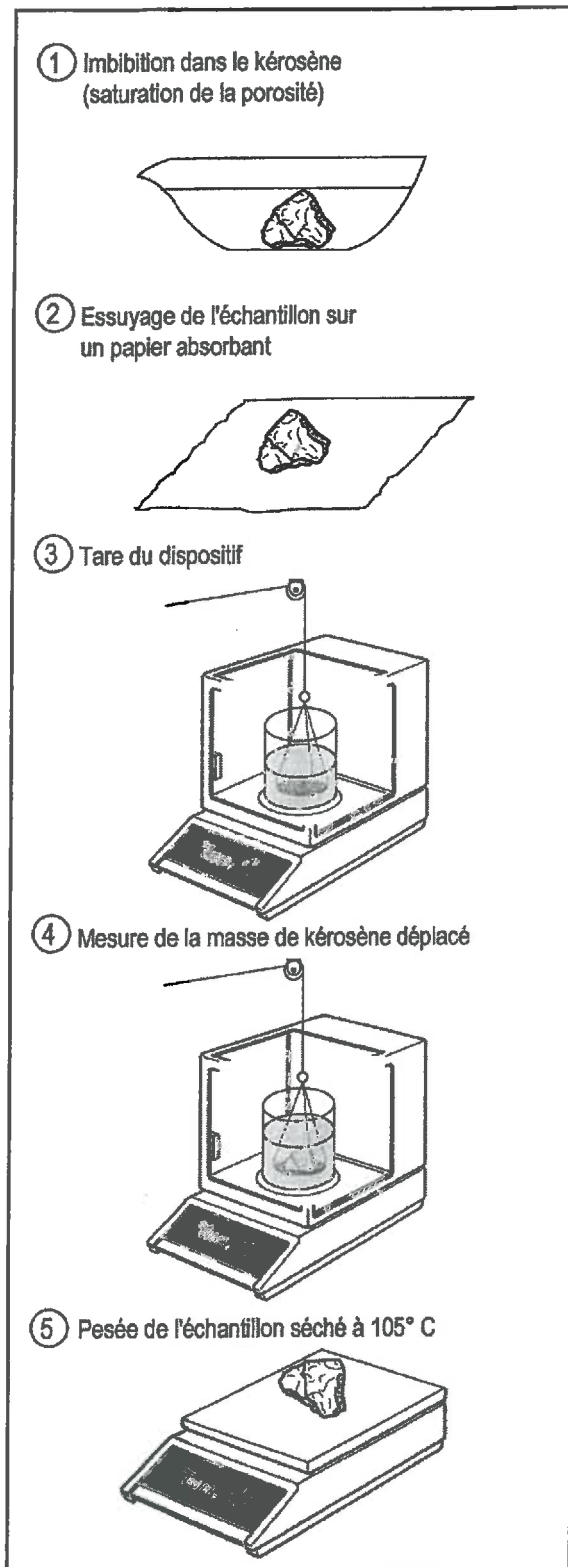


Figure 1 : Dispositif et différentes étapes de la procédure

Précision et difficultés de manipulation

La durée de l'immersion de la motte dans le kérosène doit être suffisante pour éviter que l'échantillon n'absorbe encore du kérosène lors de la mesure.

Lorsque les échantillons sont soumis à imbibition dans le kérosène durant de nombreuses heures, il faut veiller à recouvrir le récipient contenant le kérosène avec un film plastique pour éviter que de l'eau présente dans les échantillons soit éliminée par évaporation. En effet, une faible proportion d'eau est miscible dans le kérosène, et l'eau a une tension de vapeur très supérieure à celle du kérosène. Il en résulte que l'eau contenue dans le kérosène s'évapore beaucoup plus rapidement que ce dernier. Ainsi, si l'on n'y prend pas garde, on peut assister à un dessèchement des échantillons, l'eau allant de ceux-ci vers le kérosène, puis du kérosène dans l'atmosphère par évaporation.

L'élimination du kérosène à la périphérie de l'échantillon est l'opération la plus délicate, car il faut éviter d'extraire du kérosène de la porosité de l'échantillon.

La masse volumique du kérosène doit être vérifiée périodiquement ; elle est déterminée à l'aide d'un objet de volume connu avec précision (bille calibrée).

Bien que l'eau soit très faiblement miscible avec le kérosène, il est nécessaire d'utiliser du kérosène dans lequel on a ajouté une petite quantité d'eau de façon à éviter que de l'eau présente dans les échantillons ne soit absorbée par le kérosène.

Bibliographie

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. Agro.* 24 (5), 533-545.

AFNOR, 1994 : Méthode de détermination du volume apparent et du contenu en eau des mottes. Norme X31-505, décembre 1992. In : *Recueil de normes françaises, Qualité des sols.* 172-183.

Ph. Quélin et H. Gaillard
juillet 1998

Mesure des propriétés de rétention en eau sur des mottes

La méthode décrite est utilisée pour des potentiels matriciels variant de -10 à -15 000 hPa.

Expression et définition

Propriétés de rétention en eau : variation de la teneur en eau des mottes en fonction du potentiel matriciel de l'eau h (hPa), exprimée en $g.g^{-1} \rightarrow W$ ou en $m^3.m^{-3} \rightarrow \theta$

Principe de la méthode

Des mottes en continuité hydraulique avec de l'eau à la pression atmosphérique sont soumises à une pression pneumatique constante à l'intérieur d'une enceinte. L'application d'une pression P permet de fixer le potentiel matriciel de l'eau à $-P$. Une fois l'équilibre atteint, la teneur en eau des mottes est déterminée en mesurant leur masse humide puis leur masse sèche après passage à l'étuve à 105°C.

Procédures

Des blocs ou des mottes de dimensions décimétriques (10^2 à 10^3 cm³) sont prélevés lorsque le sol est à une humidité proche de la capacité au champ.

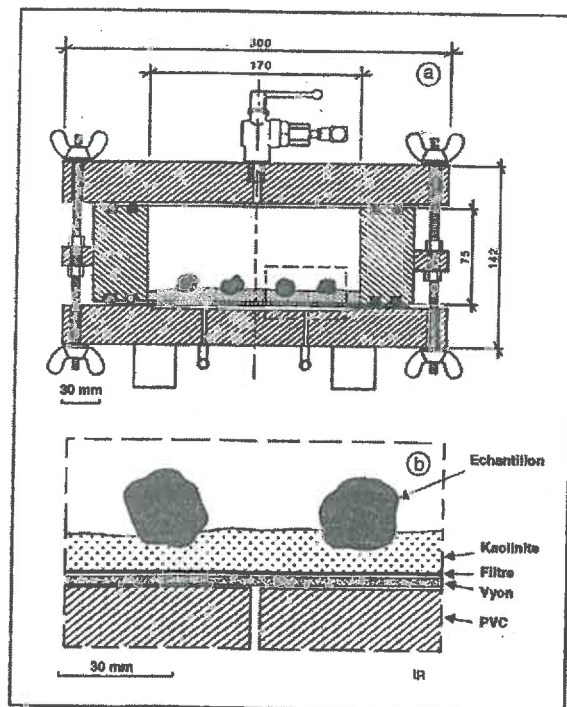
Ces blocs sont conservés humides dans des récipients hermétiques et à 4°C (limitation de l'activité biologique).

Préparation de l'échantillon

Les mottes de dimension centimétrique sont obtenues par fragmentation manuelle des blocs ou des mottes de dimension décimétrique prélevés. Il est souhaitable de veiller à l'élimination des fragments de petite taille qui peuvent adhérer aux mottes ainsi individualisées (utilisation d'un pinceau). Une douzaine de mottes sont ainsi préparées pour chaque valeur de potentiel matriciel.

Installation

Les mottes sont disposées sur une pâte de kaolinite préalablement ressuyée à -100 hPa. Cette pâte a pour fonction d'établir une continuité hydraulique satisfaisante entre les mottes et la membrane ou la plaque poreuse. Une membrane synthétique est utilisée pour des pressions allant de 10 à 1000 hPa, la plaque poreuse pour les pressions supérieures. Le point de bulle de la membrane ou de la plaque est supérieur à la pression appliquée. De la sorte, elles laissent passer l'eau mais pas l'air.



Mesures

Le dispositif est fermé. La pression est appliquée progressivement en particulier pour les pressions supérieures à 1000 hPa. Cette mise sous pression du dispositif permet de vérifier que la membrane ou que la plaque poreuse sont bien étanches à l'air (absence de bulles d'air dans les tuyaux d'évacuation de l'eau en excès).

La pression chasse l'eau des pores jusqu'à ce que les forces de succion exercées par les pores équilibrent la pression qui s'exerce sur les

ménisques. Ainsi, lorsque la pression augmente, l'eau est chassée de pores de plus en plus petits. A une pression P donnée, l'eau n'est plus présente que dans des pores de rayon équivalent inférieur ou égal à r (loi de Jurin) avec :

$$r = \frac{1500}{P}$$

r étant exprimé en μm et P en hPa.

Les pressions appliquées sont en routine :

10 hPa	(pF = 1)	33 hPa	(pF = 1,5)
100 hPa	(pF = 2)	330 hPa	(pF = 2,5)
1000 hPa	(pF = 3)	3300 hPa	(pF = 3,5)
10000 hPa	(pF = 4)	15000 hPa	(pF = 4,2)

Les valeurs de pression comprises entre 10 et 1000 hPa sont obtenues à l'aide d'un compresseur et d'une batterie de détendeur à fuite. Les pressions supérieures sont obtenues à l'aide d'une bouteille d'azote.

Pour des mottes de dimensions centimétriques, 7 jours suffisent pour atteindre l'équilibre. L'enceinte est alors ouverte et les mottes sont débarrassées de la kaolinite qui peut rester collée à leur base, elles sont pesées individuellement, puis mises à l'étuve à 105°C. Après 24h, les mottes sont ramenées à la température ambiante du laboratoire dans un dessiccateur et de nouveau pesées afin de déterminer leur masse sèche.

Calcul

La teneur en eau à chaque valeur de potentiel matriciel est donnée par la relation :

$$W = \frac{m_h - m_s}{m_s}$$

avec :

W = teneur en eau massique à la valeur de pression (g.g⁻¹)

m_h = masse de la motte humide (g)

m_s = masse de la motte sèche à 105°C (g)

Notes

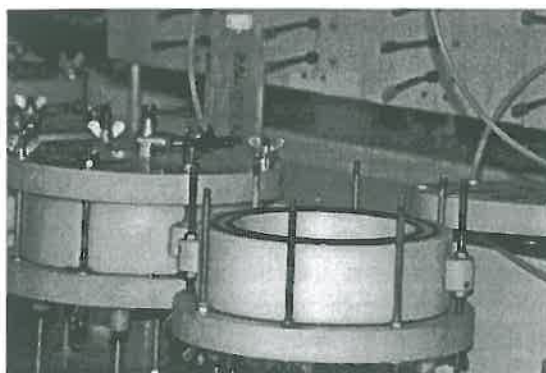
Aux faibles valeurs de pression, les mottes peuvent se réhumecter plus qu'elles ne se réhumectent *in situ*. Ceci se produit en particulier pour certains sols argileux, ceux-ci n'étant plus soumis aux contraintes mécaniques qui règnent *in situ*. On assiste à un phénomène de déconsolidation.

Le temps d'équilibre est un facteur important pour la qualité des déterminations. Sept jours sont généralement suffisants pour la plupart des sols. Pour des sols très argileux, il y a lieu de vérifier que 7 jours sont effectivement suffisants. Enfin, l'utilisation de mottes de plus grande taille a pour conséquence un allongement du temps nécessaire pour atteindre l'équilibre.

Bibliographie

- AFNOR, 1994 : Méthode de détermination du volume apparent et du contenu en eau des mottes. Norme X31-505, décembre 1992. In : *Recueil de normes françaises, Qualité des sols*. 172-183.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darthout R., Jamagne M., 1996 : Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*. 3, 1, 27-40.
- Hall D. G., Reeve M. J., Thomasson A. J., Wright V. F., 1977: *Water retention porosity and density of fields soils*. Technical Monograph. n° 9. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.
- Stocle J., Veerman G. J., 1997 : Determination of the water retention characteristic using the pressure plate extractor. *Manual for soil physical measurements*, version 3.0. Technical Document. SC-DLO Wageningen. 6 p.
- 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.

Ph. Quélin et H. Gaillard
Avril 1998



Coefficients de régression des équations établies par classe de matériau.

Alluvions	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4345**	0,2467**	0,2144**	0,1116**	0,0915**	0,4211**
Da	-0,2000**	-0,1224**	-0,1190**	-0,0652**	-0,0547**	-0,2085**
CO	0,0089	0,0075	-0,0076	0,0082	0,0090	-0,0175
Ar	0,0020**	0,0031**	0,0040**	0,0045**	0,0046**	0,0022**
Li	0,0015**	0,0020**	0,0018**	0,0011**	0,0006**	-0,0002

* Coefficient significatif pour $\alpha = 0,025$ ** Coefficient significatif pour $\alpha = 0,001$

Calcaires marneux	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3680**	0,2982**	0,2661**	0,1806**	0,1465*	0,2829
Da	-0,1056**	-0,0754*	-0,0646*	-0,0440	-0,0367	-0,1227
CO	0,0112	0,0151	-0,0138	0,0086	0,0099	0,0250
Ar	0,0010	0,0007	0,0013*	0,0021**	0,0023**	0,0014
Li	-0,0007	-0,0004	-0,0008*	-0,0006	-0,0006	-0,0010

Limons éoliens	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,5333**	0,4183**	0,2364**	0,1204**	0,1072**	0,0926**
Da	-0,2096**	-0,1566**	-0,0801**	-0,0364*	-0,0382*	-0,0481**
CO	0,0115**	0,0156**	0,0193**	0,0284**	0,0142**	-0,0024
Ar	0,0004*	0,0007**	0,0017**	0,0029**	0,0032**	0,0033**
Li	0,0001	0,0002*	0,0004**	0,0002	0,0000	0,0002*

Grés	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	-0,0346	-0,2106	-0,1619	-0,0776	-0,0869	***
Da	0,0737	0,1593	0,1155	0,0537	0,0584	-
CO	0,1078	0,1301*	0,0769*	0,056*	0,0444	-
Ar	0,0024	0,0014	0,0014	0,0021	0,0023	-
Li	-0,0005	0,0003	0,0007	0,0005	0,0004	-

*** Classe non représentée

Argiles de décarbonatation	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	***	-	0,7477**	1,1046**	0,4917*	0,3654**
Da	-	-	-0,3299**	-0,5065**	-0,2289*	-0,1606**
CO	-	-	0,0038	-0,0368*	-0,0148	0,0012
Ar	-	-	0,0005	-0,0009	0,0015	0,0018**
Li	-	-	-0,0007**	-0,0009*	0,0001	-0,0005*

*** Classe non représentée

Marnes	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,2932**	0,1738*	0,3238**	0,1441*	0,1375*	0,5389**
Da	-0,1566**	-0,1195**	-0,1766**	-0,1354**	-0,1229**	-0,2961**
CO	0,0271*	0,0391**	-0,0032	0,0246*	0,0087	-0,0149
Ar	0,0039**	0,0041**	0,0038**	0,0047**	0,0045**	0,0011**
Li	0,0004	0,0010*	0,0003	0,0015**	0,0012*	0,0016**

Molasses	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3435**	0,2704**	0,1695**	0,0927*	0,0495	-***
Da	-0,1126*	-0,0939*	-0,0544	-0,0204	0,0016	-
CO	-0,0009*	-0,0094	-0,0169	-0,0083*	0,0016	-
Ar	-0,0003	0,0003	0,0013**	0,0023**	0,0026**	-
Li	0,0009*	0,0012**	0,0012**	0,0007*	0,0002	-

*** Classe non représentée

Matériaux détritiques	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,2978	0,0197	0,1878*	0,0018	0,1223	0,0981
Da	-0,1120	0,0013	-0,1085*	0,0038	-0,0695	-0,0562
CO	-0,0425	0,0037	0,0355*	0,0486	0,0092	0,0208
Ar	0,0020*	0,0033**	0,0036**	0,0037**	0,0038**	0,0032**
Li	0,0015	0,0028	0,0016*	0,0003	-0,0002	0,0001

Terrasses	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3822**	0,3017**	0,2201**	0,1203**	0,1176**	0,1851*
Da	-0,1677**	-0,1412**	-0,1126**	-0,0681**	-0,0672**	-0,0849
CO	-0,0036	-0,0039	-0,0021	0,0077	-0,0005	0,0033
Ar	0,0014**	0,0017**	0,0020**	0,0024**	0,0025**	0,0025**
Li	0,0011**	0,0015**	0,0017**	0,0016**	0,0013**	0,0001

Terrasses villa.	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3120*	0,2279*	0,2468*	0,2005*	0,2680*	-***
Da	-0,1426*	-0,1106*	-0,1243*	-0,1137*	-0,1443*	-
CO	0,0021	0,0069	0,0012	-0,0001	0,0014	-
Ar	0,0028**	0,0029**	0,0027**	0,0030**	0,0026**	-
Li	0,0002	0,0005	0,0005	0,0010	0,0002	-

*** Classe non représentée

Ecart-types des résidus (σ_{resM} et σ_{resRG} , en $g\ g^{-1}$) et gain de précision (%) engendrés par les régressions par classe de matériau.

	W33			W100			W330		
	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain
Alluvions	0,049	0,054	9	0,044	0,052	15	0,042	0,050	16
Calcaires marneux	0,028	0,048	42	0,030	0,043	30	0,026	0,050	48
Limons éoliens	0,015	0,019	21	0,012	0,018	33	0,013	0,021	38
Grès	0,036	0,069	48	0,032	0,067	52	0,020	0,061	67
Argiles de décarbonatation	-*	-	-	-	-	-	0,022	0,041	46
Marnes	0,028	0,042	33	0,021	0,034	38	0,031	0,034	9
Molasses	0,041	0,049	16	0,034	0,040	15	0,030	0,043	30
Sédiments détritiques	0,028	0,034	18	0,030	0,046	35	0,028	0,035	20
Terrasses	0,029	0,034	17	0,030	0,032	6	0,026	0,036	28
Terrasses villa.	0,028	0,035	20	0,026	0,030	13	0,024	0,029	17
Moy. Classes	0,031	0,043	25	0,029	0,040	26	0,026	0,040	32
Ech. Total		0,041	0		0,038	0		0,038	0

	W1000			W3300			W15000		
	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain
Alluvions	0,033	0,038	13	0,027	0,031	13	0,022	0,028	21
Calcaires marneux	0,023	0,040	42	0,020	0,033	39	0,028	0,049	43
Limons éoliens	0,015	0,019	21	0,013	0,016	19	0,012	0,015	20
Grès	0,015	0,048	69	0,012	0,038	68	-	-	-
Argiles de décarbonatation	0,013	0,033	61	0,013	0,022	41	0,024	0,026	8
Marnes	0,027	0,032	16	0,027	0,030	10	0,021	0,030	30
Molasses	0,023	0,031	26	0,020	0,027	26	-	-	-
Sédiments détritiques	0,031	0,034	9	0,028	0,029	3	0,020	0,026	23
Terrasses	0,023	0,032	28	0,020	0,028	28	0,014	0,018	22
Terrasses villa.	0,026	0,032	19	0,025	0,035	28	-	-	-
Moy. Classes	0,023	0,034	30	0,020	0,029	27	0,020	0,027	24
Ech. Total		0,031	0		0,027	0		0,024	0

* Classe non représentée

σ_{resM} : Ecart-type des résidus produit par les régressions calibrées à partir des individus représentatifs des classes de matériau.

σ_{resRG} : Ecart-type des résidus produit par les régressions globales appliquées aux individus représentatifs des classes de matériau.

Gain : Gain de précision (%) fourni par la régression établie par classe de matériau par rapport à la régression globale.

Coefficients de régression des équations établies par classe texturale.

Argile	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,5876**	0,4134**	0,5508**	0,4485**	0,3778**	0,4587**
Da	-0,3033**	-0,2166**	-0,2959**	-0,2586**	-0,2375**	-0,2168**
CO	0,0125	0,0262	0,0047	0,0105	0,0025	-0,0096*
Ar	0,0025**	0,0025**	0,0025**	0,0028**	0,0033**	0,0012**
Li	0,0005	0,0008	0,0006	0,0010*	0,0009*	0,0005

* Coefficient significatif pour $\alpha = 0,025$ ** Coefficient significatif pour $\alpha = 0,001$

Argile limoneuse	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3469	0,4132	0,5770**	0,2702	0,2776	0,4731**
Da	-0,2700**	-0,2692**	-0,3229**	-0,2388**	-0,2051**	-0,2292**
CO	-0,0486	-0,0557*	-0,0474**	-0,0559*	-0,0547*	-0,0065
Ar	0,0072**	0,0075*	0,0042**	0,0062**	0,0057**	0,0016*
Li	0,0004	-0,0016	-0,0003	0,0011	0,0000	-0,0002

Argile sableuse & Limon argilo-sableux	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4474**	0,3694**	0,4372**	0,3415**	0,2877**	0,4464*
Da	-0,1750**	-0,1450**	-0,2034**	-0,1525**	-0,1236**	-0,2098*
CO	-0,0418	-0,0457	0,0037	-0,0475	-0,0420*	0,0092
Ar	0,0014	0,0019	0,0031*	0,0031*	0,0021*	0,0021
Li	-0,0001	-0,0003	-0,0022	-0,0013	-0,0005	-0,0019

Limon	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4143**	0,3293**	0,1721**	0,0958**	0,0915**	0,1435
Da	-0,1648**	-0,1280**	-0,0869**	-0,0499**	-0,0541**	-0,1013*
CO	0,0018*	0,0112	0,0039	-0,0078	-0,0089	0,0050
Ar	-0,0013*	-0,0006	0,0017**	0,0028**	0,0031**	0,0042**
Li	0,0017**	0,0017**	0,0021**	0,0016**	0,0012**	0,0005

Limon argileux	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,2741**	0,2376**	0,0582	-0,0127	-0,0054	<i>régression</i>
Da	-0,0696*	-0,0596*	-0,0571	-0,0176	-0,0231	<i>commune</i>
CO	0,0286*	0,0180	0,0425	0,0278*	0,0181*	<i>à la classe</i>
Ar	0,0006	0,0008	0,0051*	0,0050**	0,0049**	<i>« limon »</i>
Li	0,0003	0,0004	0,0006	0,0008	0,0006	

Limon argileux fin	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3827**	0,1585	0,1556	0,1171	0,1153	0,3534*
Da	-0,1818**	-0,1584**	-0,1490**	-0,0963*	-0,0715*	-0,1503**
CO	0,0024	0,0086	-0,0004*	0,0053	0,0038	-0,0169*
Ar	0,0024	0,0053*	0,0060**	0,0049**	0,0046**	0,0029*
Li	0,0007	0,0020*	0,0013	0,0009	0,0000	-0,0010*

Limon fin	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4736**	0,3426**	0,2416**	0,1318**	0,1177**	0,2027**
Da	-0,1589**	-0,1093**	-0,0934**	-0,0386*	-0,0354*	-0,1093**
CO	0,0219*	0,0194*	0,0307**	0,0277**	0,0197**	0,0128**
Ar	-0,0018**	-0,0013*	0,0006	0,0018**	0,0026**	0,0035**
Li	0,0003	0,0008*	0,0009*	0,0004	-0,0001	-0,0002

Limon sableux	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4239**	0,2160**	0,1221**	0,0739*	0,0808**	0,0153
Da	-0,1510**	-0,0763**	-0,0393*	-0,0260*	-0,0289*	-0,0096
CO	0,0026*	0,0089	0,0045	0,0034	0,0008	0,0206*
Ar	-0,0041*	-0,0018	0,0001	0,0021*	0,0019*	0,0038**
Li	0,0017*	0,0028**	0,0022**	0,0014*	0,0009*	0,0005

Sable & Sable limoneux	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4444**	0,1067	-***	-	-	<i>régression</i>
Da	-0,2242*	-0,0503	-	-	-	<i>commune</i>
CO	-0,0149	0,0162	-	-	-	<i>à la classe</i>
Ar	-0,0020	0,0034	-	-	-	<i>« limon</i>
Li	0,0105**	0,0051*	-	-	-	<i>sableux »</i>

*** Classe non représentée

Sable	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	-***	-	0,0377	-0,0130	-0,0535	-
Da	-	-	-0,0171	0,0100	0,0326	-
CO	-	-	-0,0623	0,0649	0,0837	-
Ar	-	-	0,0029	0,0039	0,0034	-
Li	-	-	0,0016	-0,0001	0,0003	-

*** Classe non représentée

Sable limoneux	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	-***	-	0,0715	0,0283	0,0152	-
Da	-	-	0,0941	0,0335	0,0334	-
CO	-	-	-0,0003	0,0172	0,0190	-
Ar	-	-	-0,0073	-0,0006	-0,0003	-
Li	-	-	-0,0064	-0,0015	-0,0015	-

*** *Classe non représentée*

Écarts-types des résidus (σ_{resT} et σ_{resRG} en $g\ g^{-1}$) et gain de précision (%) engendrés par les régressions par classe texturale.

	W33			W100			W330		
	σ_{resT}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resT}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resT}	σ_{resRG}	Gain
Argile	0,032	0,045	29	0,033	0,042	21	0,031	0,036	14
Argile limoneuse	0,036	0,059	39	0,040	0,073	45	0,042	0,054	22
Argile sableuse & Limon argilo-sableux	0,024	0,029	17	0,026	0,031	16	0,033	0,038	13
Limon	0,031	0,037	16	0,025	0,032	22	0,026	0,031	16
Limon argileux	0,025	0,037	32	0,022	0,027	18	0,033	0,039	15
Limon argileux fin	0,041	0,044	7	0,042	0,045	7	0,040	0,043	7
Limon fin	0,031	0,039	20	0,028	0,035	20	0,031	0,037	16
Limon sableux	0,038	0,045	15	0,034	0,040	15	0,029	0,039	26
Sable & Sable limoneux	0,049	0,069	29	0,029	0,050	42	-	-	-
Sable	-*	-	-	-	-	-	0,021	0,043	51
Sable limoneux	-	-	-	-	-	-	0,028	0,053	47
Moy. Classes	0,034	0,045	23	0,031	0,042	23	0,031	0,041	23
Ech. Total		0,041	0		0,038	0		0,038	0

	W1000			W3300			W15000		
	σ_{resT}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resT}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resT}	σ_{resRG}	Gain
Argile	0,029	0,040	27	0,027	0,040	32	0,021	0,026	19
Argile limoneuse	0,038	0,052	27	0,030	0,044	32	0,023	0,026	11
Argile sableuse & Limon argilo-sableux	0,028	0,035	20	0,021	0,027	22	0,022	0,031	29
Limon	0,018	0,022	18	0,016	0,019	16	0,035	0,036	3
Limon argileux	0,022	0,026	15	0,020	0,023	13			
Limon argileux fin	0,037	0,039	5	0,033	0,034	3	0,019	0,024	21
Limon fin	0,024	0,027	11	0,020	0,023	13	0,017	0,020	15
Limon sableux	0,025	0,030	17	0,021	0,025	16	0,012	0,023	48
Sable & Sable limoneux	-	-	-	-	-	-			
Sable	0,016	0,030	47	0,012	0,028	57	-	-	-
Sable limoneux	0,026	0,037	30	0,018	0,032	44	-	-	-
Moy. Classes	0,026	0,034	19	0,022	0,029	25	0,021	0,026	21
Ech. Total		0,031	0		0,027	0		0,024	0

* Classe non représentée.

σ_{resT} : Écart-type des résidus produit par les régressions calibrées à partir des individus représentatifs des classes texturales.

σ_{resRG} : Écart-type des résidus produit par les régressions globales appliquées aux individus représentatifs des classes texturales.

Gain : Gain de précision (%) fourni par la régression établie par classe texturale par rapport à la régression globale.

Erreurs totales produites par les classes de matériaux.

	W33		W100		W330		W1000		W3300		W15000	
	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER
Alluvions	134	0,313	134	0,246	163	0,274	135	0,143	133	0,091	63	0,029
Calcaires Marneux	45	0,032	45	0,037	47	0,029	45	0,022	45	0,016	17	0,009
Limons éoliens	106	0,022	107	0,014	116	0,020	107	0,022	107	0,018	116	0,015
Grès	12	0,009	12	0,007	12	0,003	12	0,002	12	0,001	-	-
Argiles de Décarbonatation	-*	-	-	-	62	0,028	21	0,003	15	0,002	63	0,033
Marnes	83	0,062	55	0,022	125	0,118	97	0,067	89	0,060	88	0,038
Molasses	92	0,148	96	0,109	96	0,083	92	0,048	92	0,037	-	-
Matériaux détritiques	11	0,004	11	0,005	26	0,017	17	0,012	13	0,006	23	0,007
Terrasses	77	0,060	77	0,064	78	0,048	77	0,038	73	0,028	24	0,004
Terrasses Villa.	37	0,025	37	0,021	37	0,018	37	0,021	37	0,020	-	-
Σ classes	597	0,675	574	0,525	762	0,638	640	0,378	616	0,279	394	0,135
Ech. Total	597	1,017	574	0,811	762	1,123	640	0,620	616	0,453	394	0,232

* Classe non représentée

Erreurs totales produites par les classes texturales.

	W33		W100		W330		W1000		W3300		W15000	
	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER
Argile	61	0,058	43	0,041	114	0,104	81	0,063	68	0,047	96	0,042
Argile limoneuse	31	0,034	26	0,034	87	0,146	38	0,047	34	0,026	75	0,036
Argile sableuse & Limon argilo- sableux	33	0,017	32	0,018	41	0,038	34	0,022	31	0,012	15	0,005
Limon	125	0,114	128	0,079	132	0,087	126	0,041	126	0,033	34	0,035
Limon argileux	55	0,031	55	0,024	60	0,060	56	0,024	56	0,021		
Limon argileux fin	74	0,116	71	0,116	92	0,141	83	0,109	80	0,082	69	0,023
Limon fin	111	0,105	111	0,085	125	0,112	113	0,060	112	0,045	81	0,022
Limon sableux	82	0,111	83	0,090	86	0,068	84	0,049	84	0,036		
Sable & Sable limoneux	25	0,050	25	0,017	-	-	-	-	-	-	24	0,003
Sable	-*	-	-	-	13	0,003	13	0,002	13	0,001	-	-
Sable limoneux	-	-	-	-	12	0,005	12	0,004	12	0,002	-	-
Σ classes	597	0,636	574	0,504	762	0,764	640	0,421	616	0,305	764	0,166
Ech. Total	597	1,017	574	0,811	762	1,123	640	0,620	616	0,453	394	0,232

* Classe non représentée

Coefficients de régression des équations établies selon la classification mixte

Alluvions I	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,7568**	0,7341**	0,8402**	0,6686**	0,5388**	0,5742**
Da	-0,4133**	-0,4130**	-0,4873**	-0,4069**	-0,3277**	-0,2669**
CO	-0,0224	-0,0277	-0,0512**	-0,0292	-0,0202	-0,0413*
Ar	0,0023*	0,0024*	0,0020**	0,0032**	0,0034**	0,0012*
Li	0,0016*	0,0018*	0,0020**	0,0014	0,0010	-0,0004

* Coefficient significatif pour $\alpha = 0,025$ ** Coefficient significatif pour $\alpha = 0,001$

Alluvions II	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,4082**	0,2883**	0,1750**	0,0567*	0,0748*	0,9597
Da	-0,1286*	-0,0783*	-0,0718*	-0,0342	-0,0466*	-0,4555
CO	0,0325	0,0250*	0,0045	0,0239*	0,0133	-0,0972
Ar	-0,0027*	-0,0014*	0,0015*	0,0028**	0,0035**	-0,0035
Li	0,0009	0,0010*	0,0017**	0,0015**	0,0009**	0,0003

Alluvions III	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3194**	0,0803*	0,0150	-0,0054	-0,0016	0,0664
Da	-0,1175**	-0,0196	0,0099	0,0134	0,0080	-0,0264
CO	0,0418*	0,0322*	0,0169	0,0151	0,0197*	0,0147
Ar	-0,0040*	-0,0006	0,0011	0,0028**	0,0028**	0,0019
Li	0,0040**	0,0046**	0,0036**	0,0022**	0,0016**	0,0008

Molasses I	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,5555*	0,5132*	0,3886*	0,3198*	0,1866*	***
Da	-0,1455	-0,1586	-0,1512*	-0,1383*	-0,0700	-
CO	-0,0061	-0,0144	-0,0263	-0,0175	0,0059	-
Ar	-0,0010	-0,0003	0,0009	0,0017*	0,0021**	-
Li	-0,0017	-0,0012	-0,0001	-0,0002	-0,0004	-

*** Classe non représentée

Molasses II	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,2873**	0,2281**	0,1345*	0,0084	-0,0144	***
Da	-0,0983*	-0,0781*	-0,0451	0,0069	0,0062	-
CO	0,0071	-0,0078	-0,0176	-0,0058	-0,0040	-
Ar	0,0000	0,0002	0,0015*	0,0032**	0,0035**	-
Li	0,0016	0,0018*	0,0018*	0,0015**	0,0014**	-

*** Classe non représentée

Molasses III	W33	W100	W330	W1000	W3300	W15000
Intercep	0,3496*	0,1972	0,0653	-0,0352	-0,0924	-.***
Da	-0,1320	-0,0626	0,0071	0,0529	0,0806	-
CO	-0,0679	-0,0361	-0,0338	-0,0183	-0,0079	-
Ar	-0,0018	-0,0029	0,0008	0,0028	0,0032	-
Li	0,0035*	0,0037*	0,0019*	0,0012	0,0009	-

*** Classe non représentée

Erreurs moyennes de prédiction des teneurs en eau (MEP_{MT} et MEP_M en $g\ g^{-1}$) pour la classification texturale des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

	W33			W100			W330		
	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M
Alluvions I	28	-0,001	0,017	28	0,000	-0,004	52	0,003	-0,000
Alluvions II	45	-0,001	0,028	45	0,001	0,004	49	-0,001	0,008
Alluvions III	61	0,000	0,016	61	-0,000	-0,003	62	0,001	-0,004
Moy. MEP 	134	0,001	0,021	134	0,000	0,004	163	0,001	0,004
	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}
Alluvions	134	0,001	-0,018	134	-0,0007	-0,018	163	0,001	-0,018

	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M
Molasses I	25	-0,003	-0,001	26	-0,001	0,000	26	-0,002	0,003
Molasses II	52	-0,001	-0,004	55	-0,000	-0,004	55	-0,001	-0,006
Molasses III	15	0,001	0,009	15	-0,001	0,012	15	0,001	0,013
Moy. MEP 	92	0,002	0,005	96	0,000	0,005	96	0,001	0,008
	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}
Molasses	92	-0,001	0,008	96	-0,000	0,002	96	-0,001	0,008

	W1000			W3300			W15000		
	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M
Alluvions I	25	-0,002	-0,001	23	0,001	-0,002	39	0,002	-0,001
Alluvions II	48	-0,001	0,006	48	-0,001	0,004	9	0,001	0,005
Alluvions III	62	-0,001	-0,005	62	-0,000	-0,004	15	-0,001	0,000
Moy. MEP 	135	0,001	0,004	133	0,001	0,003	63	0,001	0,002
	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}
Alluvions	135	-0,000	-0,011	133	-0,000	-0,010	63	0,000	-0,013

	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M	<i>n</i>	MEP_{MT}	MEP_M
Molasses I	25	-0,004	0,004	25	0,000	0,006	-*	-	-
Molasses II	52	-0,000	-0,005	52	-0,002	-0,004	-	-	-
Molasses III	15	0,001	0,010	15	0,000	0,007	-	-	-
Moy. MEP 	92	0,002	0,006	92	0,001	0,006	-	-	-
	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}	<i>n</i>	MEP_M	MEP_{RG}		MEP_M	MEP_{RG}
Molasses	92	0,000	0,006	92	0,000	0,007	-	-	-

* Classe non représentée

MEP_{MT} : Erreur moyenne de prédiction des teneurs en eau produite par la régression calibrée à partir des individus représentatifs de la classe de texture des matériaux.

MEP_M : Erreur moyenne de prédiction de teneur en eau produite par les régressions portant sur les matériaux.

Écarts-types des résidus (σ_{resMT} et σ_{resM} en $g\ g^{-1}$) et gain de précision (%) engendrés par les classes texturales des sols développés à partir des alluvions et des molasses.

	W33			W100			W330		
	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain
Alluvions I	0,044	0,066	33	0,044	0,068	35	0,033	0,058	43
Alluvions II	0,029	0,050	42	0,019	0,034	44	0,020	0,025	20
Alluvions III	0,041	0,055	25	0,027	0,041	34	0,023	0,039	41
Moy. Classes	0,038	0,057	33	0,030	0,048	38	0,025	0,041	35
	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain
Alluvions	0,049	0,054	9	0,044	0,052	15	0,042	0,050	16
	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain
Molasses I	0,056	0,061	8	0,049	0,054	9	0,043	0,046	6
Molasses II	0,034	0,034	0	0,025	0,026	4	0,024	0,025	4
Molasses III	0,029	0,043	32	0,022	0,037	40	0,015	0,025	40
Moy. Classes	0,040	0,046	13	0,032	0,039	18	0,027	0,032	17
	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain
Molasses	0,041	0,049	16	0,034	0,040	15	0,030	0,043	30

	W1000			W3300			W15000		
	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain
Alluvions I	0,036	0,066	45	0,029	0,054	46	0,018	0,021	14
Alluvions II	0,013	0,019	31	0,015	0,017	12	0,033	0,038	13
Alluvions III	0,018	0,026	31	0,013	0,021	38	0,008	0,029	72
Moy. Classes	0,022	0,037	36	0,019	0,031	32	0,020	0,029	33
	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain
Alluvions	0,033	0,038	13	0,027	0,031	13	0,022	0,028	21
	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain	σ_{resMT}	σ_{resM}	Gain
Molasses I	0,030	0,035	14	0,026	0,029	10	-*	-	-
Molasses II	0,018	0,020	10	0,015	0,018	17	-	-	-
Molasses III	0,016	0,023	30	0,013	0,020	35	-	-	-
Moy. Classes	0,021	0,026	18	0,018	0,022	21	-	-	-
	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain	σ_{resM}	σ_{resRG}	Gain
Molasses	0,023	0,031	26	0,020	0,027	26	-	-	-

* Classe non représentée

σ_{resMT} : Écart-type des résidus produit par la régression calibrée pour les individus représentatifs de la classe texturale des matériaux.

σ_{resM} : Écart-type des résidus produit par la régression portant sur les matériaux.

Gain : Gain de précision (%) fourni par la régression établie par classe texturale par rapport à la régression portant sur les matériaux.

Erreurs totales produites par la classification mixte.

	W33		W100		W330		W1000		W3300		W15000	
	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER	<i>n</i>	SCER
Alluvions I	28	0,045	28	0,045	52	0,051	25	0,027	23	0,015	39	0,011
Alluvions II	45	0,034	45	0,015	49	0,017	48	0,008	48	0,009	9	0,004
Alluvions III	61	0,092	61	0,041	62	0,031	62	0,018	62	0,010	15	0,001
Molasses I	25	0,063	26	0,050	26	0,039	25	0,018	25	0,013	-*	-
Molasses II	52	0,054	55	0,032	55	0,029	52	0,015	52	0,011	-	-
Molasses III	15	0,008	15	0,005	15	0,002	15	0,003	15	0,002	-	-
Σ classes	226	0,296	230	0,188	259	0,169	227	0,089	225	0,060	63	0,016
Alluvions	134	0,313	134	0,246	163	0,274	135	0,143	133	0,091	63	0,029
Molasses	92	0,148	96	0,109	96	0,083	92	0,048	92	0,037	-	-
Σ classes (matériaux)	226	0,461	230	0,355	259	0,357	227	0,191	225	0,128	63	0,029

* Classe non représentée

GRANDEURS UTILISEES

h	: potentiel matriciel de l'eau (hPa)
h_a	: potentiel matriciel de l'eau au point d'entrée d'air (hPa)
W	: teneur en eau massique (g g^{-1})
θ	: teneur en eau volumique ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
θ_x	: teneur en eau volumique au potentiel matriciel de $-x$ hPa ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
θ_s	: teneur en eau volumique à saturation ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
θ_r	: teneur en eau volumique résiduelle ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
ϕ	: porosité ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
Da	: densité apparente sèche (s.d.)
Eg	: teneur en éléments grossiers (fraction $> 2\text{mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Sa	: teneur en sable ($0,05 < \text{fraction} \leq 2 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Sag	: teneur en sable grossier ($0,2 < \text{fraction} \leq 2 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Saf	: teneur en sable fin ($0,05 < \text{fraction} \leq 0,2 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Li	: teneur en limon ($0,002 < \text{fraction} \leq 0,05 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Lig	: teneur en limon grossier ($0,02 < \text{fraction} \leq 0,05 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Lif	: teneur en limon fin ($0,002 \leq \text{fraction} \leq 0,02 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
Ar	: pourcentage d'argile (fraction $< 0,002 \text{ mm}$, $\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
CO	: teneur en carbone organique ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
MO	: teneur en matière organique ($\text{g } 100\text{g}^{-1}$)
ρ_s	: masse volumique de la phase solide (g cm^{-3})
λ	: indice de distribution de la taille des pores