

Caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé et évolution structurale

par **Lionel LESSARD**

Département de Science du Sol
I.N.R.A., 78000 Versailles

SOMMAIRE

De nombreux travaux réalisés au cours des deux décennies ont facilité l'accès à la connaissance des processus physiques du transfert de l'eau dans un milieu poreux non saturé.

A l'aval de ces recherches, des efforts ont été tentés pour transposer, dans les conditions du champ, une théorie généralement bien vérifiée au laboratoire et caractériser ainsi des unités pédologiques par des paramètres physiques qui sont les grandeurs phénoménologiques gérant les modèles de transfert.

Ces paramètres essentiels, intrinsèques au système et qui sont la relation teneur en eau-succion et la conductivité hydraulique, n'acquièrent véritablement leur représentativité qu'extraites de mesures des variables en place, dans le continuum sol.

Si les problèmes de variabilité spatiale de ces grandeurs dans des unités de sol ont été abordés par un certain nombre de chercheurs (NIELSEN et al., 1973, CARVALLO et al. 1976, CAMERON, 1978), ceux relatifs à leur variabilité en fonction de contraintes périodiques et d'intensité différentes appliquées au milieu en place ne semblent pas avoir fait l'objet de nombreux travaux.

Notre but est ici de présenter des résultats d'essais de caractérisation hydrodynamique in situ et dans différentes conditions de contraintes, d'un sol sur limon du bassin de Paris à l'aide d'une distribution de courbes de conductivité obtenues par application du modèle de DARCY-RICHARDS; en second lieu, nous tenterons de rattacher les tendances observées à une hypothèse de comportement du milieu.

I. — DETERMINATION DES PARAMETRES CARACTERISTIQUES.

1. LA RELATION $\theta(\Psi)$ ou courbe caractéristique d'humidité.

Cette caractéristique du milieu est obtenue par simple corrélation entre les mesures indépendantes, mais simultanées, de la teneur en eau θ et de la succion Ψ .

Sa forme générale renseigne sur la partition de l'espace poral en pores de tailles différentes.

La relation dérivée $d\theta/d\Psi = f(\Psi)$ de cette grandeur et la loi de LAPLACE ont été utilisées pour tenter une estimation du pourcentage d'espace poral relié à un système de pores d'un rayon déterminé.

2. LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE OU LOI $K = f(\theta)$ OU $K = f(\Psi)$.

La loi de Darcy généralisée à la zone non saturée relie le flux q au gradient de potentiel $\frac{d\Phi}{dz}$ agissant dans la direction verticale z à un coefficient de proportionnalité

près, K , qui est la conductivité hydraulique fortement dépendante de la teneur en eau ou de la succion.

$$q = -K(\theta) \frac{d\Phi}{dz}, \quad q = -K(\Psi) \frac{d\Phi}{dz}$$

Le potentiel total Φ , par analogie avec la notion de charge hydraulique H , est la différence entre le potentiel matriciel $-h$ et le potentiel gravitaire z :

$$-H = -h - z$$

ou

$$\Phi = \Psi - z \text{ selon la terminologie en usage.}$$

En cycle de ressuyage, situation dans laquelle on cherche à calculer K à une cote z donnée, l'application de la loi de conservation de masse ou de continuité implique qu'une condition de flux nul $d\Phi/dz = 0$ soit vérifiée à l'entrée du système à une cote z_0 fixe ou variable et repérée à tout instant sur les profils de charge. L'on peut alors estimer le flux drainant q à la cote z au même instant si l'on connaît les variations dans le temps du stock d'eau dans l'élément de volume (z_0, z) .

Le calcul de la conductivité à la cote z par la méthode du profil instantané (KLUTE, 1972, HILLEL *et al.*, 1972, VACHAUD, 1978) revient donc à estimer les stocks d'eau S par intégration des profils hydriques et à suivre leur évolution en fonction du temps :

$$S = \int_{z_0}^z \theta \cdot dz$$

La pente de la courbe $S = f(t)$ permet de connaître la grandeur des flux instantanés à travers la cote z :

$$q = \frac{dS}{dt} = \frac{1}{dt} \int_{z_0}^z \theta \cdot dz$$

Si, par ailleurs, le potentiel matriciel ou succion Ψ est enregistré en continu et que l'on détermine donc les gradients de potentiel instantanés $d\Phi/dz$ par calculs graphiques à partir des profils de charge, les valeurs instantanées de la conductivité peuvent être calculées par application de la loi de DARCY, par pas d'humidité décroissante ou par échelon de pression :

$$K(\Psi) = \frac{q}{d\Phi/dz}$$

Au plan pratique, la procédure consiste à suivre, sur dispositif expérimental, la cinétique de ressuyage après infiltration d'une pluie ou infiltration artificielle d'une lame d'eau.

Dans le premier cas, après infiltration d'une pluie, le flux entrant s'annule au niveau d'un plan de flux nul qui progresse dans le profil, en fonction du temps, par le jeu simultané de l'évaporation et du drainage.

Dans le deuxième cas, si l'on veut suivre, dans l'ensemble du profil, la dynamique du transfert d'un apport d'eau artificiel amenant le sol à un état hydrique initial très proche de la saturation, on imposera une condition de flux nul en surface en éliminant l'évaporation par un système protecteur immédiatement après disparition de la lame d'eau.

Dans les deux cas, l'annulation des gradients de potentiels visualisée à ces différentes sections sur les courbes de potentiels $\Phi(z)$ indiquera que ces conditions de flux nul sont remplies à l'entrée du système (1).

II. — CONDITIONS DE L'ETUDE EFFECTUEE AU C.N.R.A. A VERSAILLES.

1. DESCRIPTION DU PROFIL PEDOLOGIQUE.

On a choisi de présenter ici des essais, sous différentes conditions de contraintes, de caractérisation hydrodynamique d'un sol brun lessivé sur limon à la cote $z = 75$ cm, au-dessous du B_{2t} et dans la zone de transition avec le loess sous-jacent.

L'interprétation, qui en est donnée dans la conclusion, de résultats de nature physique ne peut se dissocier d'un bref commentaire descriptif de caractéristiques pédologiques essentielles du milieu dans son profil.

Le tableau 1 ci-après donne les valeurs de quelques paramètres texturaux, physiques et chimiques de ce sol.

On notera notamment une accumulation maximale d'argiles entre les cotes 40-65 cm jusqu'à la valeur de 34,6 % vers 65 cm. Le fer suit le même processus, suggérant une migration primaire de ces deux composants.

L'observation du profil et un premier examen micromorphologique mettant en évidence des caractères bien marqués de l'horizon B_1 :

— La structure est polyédrique subangulaire fine à moyenne dans la zone 26-42 cm, puis prismatique moyenne dans la zone 42-65 cm. Les agrégats durs à l'état sec deviennent collants et plastiques à l'état humide et montrent sur leurs faces un revêtement organo-argileux plus ou moins discontinu.

— La microporosité se perçoit par des pores très fins (< 1 mm) tubulaires et sans orientation.

(1) Les figures 4 et 5 figurant en annexe montrent, au titre d'exemples réels correspondant à chacun de ces deux cas, la forme des profils de potentiel total $\Phi(z)$ et leur évolution dans le temps.

TABLEAU 1. — *Récapitulatif des caractères granulométriques, physiques et chimiques du sol sur limon de Versailles*

Horizon	Prof. cm	densité		Poros. %	Arg. 0-2 µ	Limons		Sables					Fe lib Fe %	Calcaire total %
		app.	réelle			2-20 µ	20-50 µ	50-100 µ	100-200 µ	200-500 µ	500-1000 µ	1000-2000 µ		
Ap	15	1.46	2.66	45.1	18.2	23.8	41.1	11.4	3.0	1.8	0.4	0.3	0.95	0.0
B ₁ A ₂	22/26	1.59	2.65	40.0	20.0	22.7	42.0	10.9	2.7	1.1	0.2	0.4	1.01	0.0
B ₂₁ ^t	42/43	1.54	2.66	42.1	27.1	24.5	37.1	9.0	1.7	0.5	0.1	0.0	1.30	0.0
B ₂₂ ^t	62/65	1.54	2.65	41.9	34.6	21.3	37.2	5.9	0.7	0.3	0.0	0.0	1.69	0.0
B/C	80/85	1.52	2.64	42.4	23.9	19.6	49.9	5.6	0.7	0.3	0.0	0.0	1.33	0.0
G		1.61	2.67	39.7	14.8	29.4	46.9	6.9	0.6	0.3	0.4	0.7	-	15.2

— La macroporosité, bien développée dans la zone 26-60 cm, est caractérisée par des fentes intra, trans et interpédiques horizontales ou verticales, par de gros pores et des fissures tapissés d'argiles. Ce réseau fissural s'amortit au niveau de la zone de transition au loess, tandis que subsistent encore de fines fissures diffuses à revêtement argileux jusqu'à la cote 80 cm.

A partir de cette cote, les carbonates effacent tout caractère structural et seule subsiste dans le loess une microporosité bien répartie et homogène.

L'activité biologique due essentiellement aux lombricidés est relativement développée dans l'ensemble de l'horizon B.

Les fortes teneurs en argiles impliquent que ce matériau est très certainement peu perméable à l'écoulement macroscopique, ce dernier devant se réaliser quasi exclusivement dans une macroporosité de type fissural (fissures, espaces interagrégats et fentes interpédiques) et également de type biologique.

2. DISPOSITIF EXPERIMENTAL.

Le dispositif de mesure de la teneur en eau et de la succion regroupe dans le profil pédologique deux tubes d'accès à l'humidimètre à neutrons et une batterie de 5 tensiomètres horizontaux disposés à 25, 50, 75, 100 et 150 cm de profondeur, équidistante de 50 cm de ces deux tubes.

On admet que les caractéristiques pédologiques et les conditions hydriques varient peu latéralement dans le volume de sol intéressé par la géométrie du système de mesure.

Un puits bétonné ouvert dans le sol permet d'assurer la maintenance des circuits hydrauliques tensiométriques reliés aux vacuographes enregistreurs en continu de la succion.

Le dispositif peut être également soustrait aux conditions climatiques fluctuantes par un tunnel muni de gouttières abouchées à un puits perdu. Cette protection interdit toute pénétration d'eau météorique sur le site lui-même et retarde la progression de bulbes latéraux d'humidité vers le centre de la station de mesures.

Le profil est mis en humectation jusqu'à ce que la succion s'annule à tous niveaux et l'analyse de la cinétique de ressuyage se fait à partir d'une chronique de mesures débutant dès la disparition de la lame d'eau.

La parcelle d'environ 10 m² et délimitée par une bordure de planches foncées dans le sol est, après disparition de cette lame d'eau, couverte d'un film protecteur éliminant l'évaporation et permettant d'imposer à la surface du sol une condition de flux nul théoriquement statique.

3. CONDITIONS REELLES DES ESSAIS.

L'acquisition des chroniques de mesures in situ, indépendantes, mais simultanées, des deux variables d'entrée, la teneur en eau et la succion, s'est faite à partir de ce dispositif dans deux types de conditions, selon que le système sol est offert ou au contraire soustrait aux contraintes climatiques.

Au cours de l'année 1975-1976, le continuum sol-nappe est soumis au régime naturel alterné d'humectations et de longues dessiccations saisonnières.

De 1977 à 1979, en site protégé, le système sol est soumis à des expériences de ressuyage pur calées sur des conditions hydriques initiales (ex. : saturation du massif) exigeant des humectations exceptionnelles et répétitives.

III. — PRESENTATION DES RESULTATS.

Avant de présenter les résultats, à savoir l'établissement de la courbe $\theta = f(\Psi)$ et la détermination de la conductivité hydraulique, il faut bien dire que ceux-ci sont entachés d'une certaine erreur ; cette erreur est liée aux appareils de mesure et aux méthodes de traitement des données.

1. SIGNIFICATION DES MESURES.

La teneur en eau retenue à la suite de sa mesure en cycle de ressuyage à toute section z est généralement la moyenne de plusieurs mesures.

On a donc procédé au calcul de l'intervalle de confiance dans lequel doivent tomber les moyennes d'échantillons à effectifs de 10, puis 3 mesures. Les résultats sont les suivants :

— Moyennes d'échantillons de 10 mesures :

$$\theta \pm 0,003 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ au coefficient de sécurité de } 95 \% ;$$

$$\theta \pm 0,004 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ au coefficient de sécurité de } 99 \% .$$

— Moyennes d'échantillons de 3 mesures :

$$\theta \pm 0,005 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ au coefficient de sécurité de } 95 \% ;$$

$$\theta \pm 0,006 \text{ cm}^3/\text{cm}^3 \text{ au coefficient de sécurité de } 99 \% .$$

Il est admis, par ailleurs, que les mesures tensiométriques peuvent être entachées d'une erreur de ± 5 cm.

La dispersion des valeurs de stocks d'eau mesurées par intégration des profils hydriques a nécessité, dans toutes ces analyses, leur ajustement par une fonction du type :

$$S = at^{-b}$$

dont la dérivée permet de calculer les flux.

En outre, en conditions naturelles (site ouvert), la valeur du stock d'eau à tout moment est calculée par référence aux positions successives du plan de flux nul repérées sur un graphique.

La nécessité de ces lissages auxquels s'ajoute celui, manuel, des courbes de potentiel $\Phi(z)$, introduit naturellement une erreur systématique dans le calcul des valeurs instantanées des flux, des gradients et des conductivités.

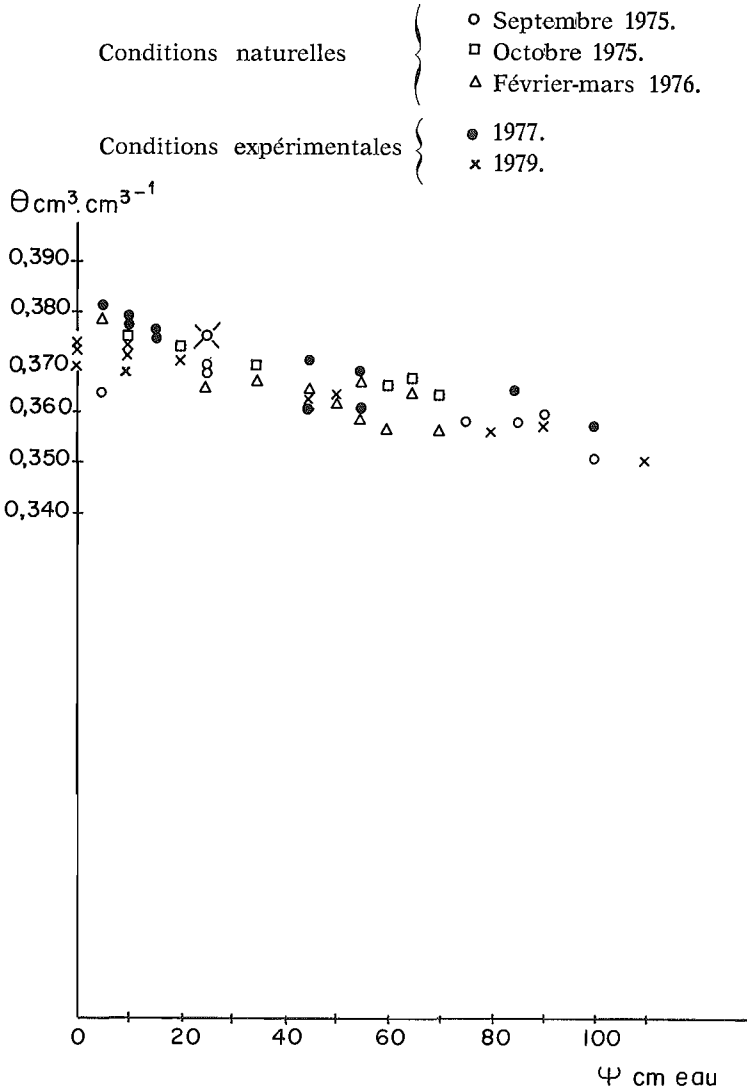


FIGURE I. — Courbes teneur en eau - succion obtenues en ressuyage, à la cote $z = 75 \text{ cm}$, en conditions naturelles et expérimentales

Moisture retention drying curves obtained at the depth of 75 cm in natural and experimental conditions

2. ETABLISSEMENT DE LA COURBE $\theta = f(\Psi)$ — SES LIMITATIONS.

La courbe caractéristique d'humidité $\theta = f(\Psi)$ est théoriquement un bon outil d'approche de l'évolution ou de la répartition de la porosité à condition que cette courbe balaie une gamme de porosité appréciable. CHILDS (1942) a montré l'intérêt de cette relation et de sa dérivée dans l'analyse des problèmes de stabilité des sols.

Or, la morphologie générale et le manque de contraste des relations $\theta(\Psi)$ obtenues en ressuyage in situ à Versailles, à 75 cm, à la base de l'horizon B, dans différentes circonstances ne permettent pas ce type d'analyse du spectre de la porosité (fig. 1).

Les causes en sont la dispersion due à l'erreur standard associée à la mesure de la teneur en eau et le fonctionnement hydrique in situ du système à des humidités relativement élevées, dans une gamme étroite de variation de la teneur en eau : 34-38 % d'humidité volumique, soit 4 %, pour des potentiels matriciels Ψ compris entre 0 et 110 cm d'eau ($pF = 2,04$).

3. DETERMINATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE.

Nous avons donc examiné, en vue de la caractérisation de ce sol, l'intérêt de la prise en compte de la grandeur dynamique $K = f(\Psi)$ qui est liée à la porosité fonctionnelle du milieu.

Nous envisagerons successivement ces résultats obtenus en conditions naturelles et ceux obtenus en conditions expérimentales (site protégé et apport d'eau artificiel).

a) Acquisition de $K(\Psi)$ en conditions naturelles :

Dans de telles conditions, l'acquisition d'une chronique de mesures portant sur une période suffisamment longue de l'évolution d'un stock d'eau après humidification du profil par une pluie d'intensité suffisante est naturellement aléatoire.

Toutefois, les mesures de teneur en eau et succion, systématiques en 1975 et 1976, ont permis d'isoler quelques chroniques en ressuyage non perturbées.

On a donc procédé à l'exploitation de trois épisodes de redistribution à deux saisons différentes, avant et aussitôt après la période de réhumectation survenue pendant l'hiver 1975-début 1976 et précédant la longue sécheresse des six mois suivants.

Dans les trois cas, l'évolution dans le temps des profils de potentiels $\Phi(z)$ et l'allure de ces courbes permettent d'indiquer le sens des flux de part et d'autre d'un plan de flux nul qui progresse en profondeur par drainage et évaporation simultanés. La valeur des stocks d'eau à certaines dates en drainage jusqu'à la cote $z = 75$ cm est naturellement calculée d'après les positions du plan de flux nul aux mêmes moments (voir exemple 1976, fig. IV, en annexe).

Le premier épisode débute le 18 septembre 1975 après une humectation de 6 jours totalisant 76,40 mm de pluie dont une pluie de 37,6 mm tombée pendant la nuit du 17-9. Ces précipitations portent le stock d'eau à 208,15 mm le 18-9 dans l'élément de volume $(z_{0,15}, z_{75})$. Les mesures de teneur en eau, quasi journalières, intéressent la période 18-25-9, jusqu'aux chutes de pluies importantes de la dernière semaine de septembre.

Le deuxième épisode débute le 1^{er} octobre 1975, après infiltration de deux fortes pluies — 14,8 et 16,9 mm — des 29 et 30 septembre qui portent le stock d'eau, au temps origine, à 250 mm dans l'élément de volume (z_0, z_{75}) .

L'étude du ressuyage qui s'appuie sur des mesures sensiblement journalières ne concerne que la période 7-8 octobre par suite de petites pluies intermittentes survenues à partir du 10 octobre. Leur influence, quoique atténuée en profondeur, se fait encore sentir par une stabilisation du potentiel matriciel à $z = 75$ cm.

En 1976, l'effet marqué de l'humectation survenue par vagues successives pendant l'hiver 1975-début 1976 prend pratiquement fin avec les pluies de 10,7 et 5 mm des 12 et 13 février. Le 13 février, au temps origine du premier sondage neutron (10 h), soit 3 h après la cessation de la pluie, le stock vaut 257 mm dans l'élément de volume de sol (z_0, z_{75}).

L'épisode de redistribution a été étudié depuis cette date jusqu'au 10 mars, date à laquelle quelques pluies à effet cependant amorti en profondeur limitent sensiblement à 1 mois l'exploitation des mesures en ressuyage à peu près pur.

b) Acquisition de $K(\Psi)$ en conditions expérimentales :

Quatre courbes $K = f(\Psi)$ ont été obtenues dans ces conditions à la section 75 cm à l'occasion d'essais de caractérisation répétitifs selon le protocole expérimental précédemment décrit (cf. dispositif expérimental) et à partir de séries de mesures en ressuyage effectuées en juillet-août 1979.

Le nombre de sondages neutroniques a pu atteindre 5 et 7 par jour pendant les premiers jours du cycle de redistribution (1979, notamment).

La valeur origine moyenne, à la première mesure, des stocks d'eau mis en place par des humectations préalables et exceptionnelles (maintien pendant 4 à 5 heures d'une lame d'eau de 50 mm) était de l'ordre de 260 mm dans l'élément de volume (z_0, z_{75}).

On trouvera ci-après un tableau de valeurs des conductivités et les courbes $K = f(\Psi)$ correspondantes et acquises selon ces deux protocoles différents (fig. II et III). **L'écart constaté est sensiblement pour une succion donnée de l'ordre d'une puissance de 10.**

TABLEAU 2. — Valeurs des conductivités

Conditions naturelles		$K(\text{cm} \cdot \text{h}^{-1})$					ψ (cm)
sept.1975	oct. 1975	fév.mars 1976	1977	1978-I	1978-II	1979	
3,49		4,81	0,035			0,021	0
				0,012		0,0116	- 5
	3,92		0,02		0,009	0,0059	- 10
0,05			0,009		0,005	0,0036	- 15
	0,068		0,006		0,0032	0,0024	- 20
			0,0033	0,0024	0,0026		- 25
	0,018	0,0308		0,00174	0,0019	0,0016	- 30
0,012			0,0023		0,0016	0,0012	- 35
		0,0165		0,00162		0,0009	- 40
		0,0112	0,0017	0,0010	0,0014		- 45
0,0068			0,0013	0,00084	0,0010	0,0006	- 50
			0,0012	0,00078		0,00058	- 55
	0,0022		0,0011			0,00052	- 60
0,0041	0,0018	0,0037	0,0008		0,0006		- 65
	0,0015				0,00045	0,00045	- 70
0,0031		0,0025					- 75
		0,0023	0,0006			0,00032	- 80
0,0021							- 85
0,0017			0,0004				- 90

IV. — INTERPRETATION ET CONCLUSIONS.

La conductivité hydraulique est une grandeur phénoménologique qui se définit comme l'aptitude d'un milieu poreux au transfert de l'eau dans un espace poral ou géométrique déterminé.

Il est au moins logique d'admettre que la tendance générale exprimée par cette distribution de courbes $K = f(\Psi)$ en deux faisceaux puisse traduire la sensibilité de cette grandeur à une transformation ou à une évolution structurale de l'horizon B en fonction des types de contraintes hydriques que ce milieu a subis :

a) Les courbes de plus grande valeur de $K = f(\Psi)$ acquises en 1975-1976 semblent illustrer un état structural stationnaire de cet horizon, sans doute marqué par une macroporosité de type fissural bien développée, et issue d'une histoire du matériau.

Cet état est l'héritage de l'alternance de phases d'humidification hivernale et de dessiccation estivale intense par la végétation entretenue jusqu'en août 1975 sur le site ouvert.

b) De 1977 à 1979, l'application artificielle et systématique de lames d'eau simulant, dans des conditions voisines de l'épandage, des humectations **exceptionnelles très rapides et de forte intensité** (environ 50 mm.h^{-1}), a pu réduire la macroporosité de l'horizon B et particulièrement la porosité fissurale par gonflement du matériau argileux et réduction des espaces interagrégats.

On peut distinguer deux étapes dans cette évolution :

— La diminution de $K(\Psi)$ de l'ordre d'une puissance de 10, dès la première expérimentation en 1977, peut être l'indice d'une modification d'abord très **brutale** de ce type de macroporosité.

— Cette évolution se poursuit ensuite en **dérive lente** de 1977 à 1979 comme on l'observe par exemple dans le faisceau des courbes des faibles valeurs de $K(\Psi)$, au fur et à mesure de l'application dans le temps des mêmes protocoles expérimentaux contraignants et à l'origine de conditions « hydromorphes ».

Le gonflement, constamment accru jusqu'à un maximum, provoque la disparition progressive de la macroporosité.

Cette hypothèse d'une évolution structurale in situ, en fonction de l'intensité des contraintes, va dans le sens de résultats de recherches de COLLIS-GEORGE *et al.* (1972) faites au laboratoire sur les méthodes de détermination de la stabilité des agrégats. Ayant appliqué à deux milieux (sols Trangée et Narrabri) des conditions d'humectation variables, lentes (« slow wetting »), puis rapides (« quick wetting »), ou l'apport d'une lame d'eau à charge constante (« ponded conditions »), ces auteurs mettent en évidence, par l'analyse de la distribution de courbes $\theta(\Psi)$ ou de courbes d'infiltration cumulées, des différences de comportement qu'ils attribuent au gonflement et à la destruction d'agrégats.

S. PERIGAUD (1963) a indiqué, pour sa part, que dans certains sols à teneur élevée en argile d'un type gonflant, « le drainage permet l'évacuation rapide des premières pluies, mais devient inefficace en période de pluie prolongée qui provoque le colmatage des fentes de retrait ».

Il est reconnu par ailleurs (R. BETREMIEUX, 1964) que des mesures de conductivité en régime saturé faites par la méthode vergières sur échantillons de sol prélevés à différents moments de la saison humide font apparaître une baisse sensible de cette grandeur entre l'automne et la fin de l'hiver.

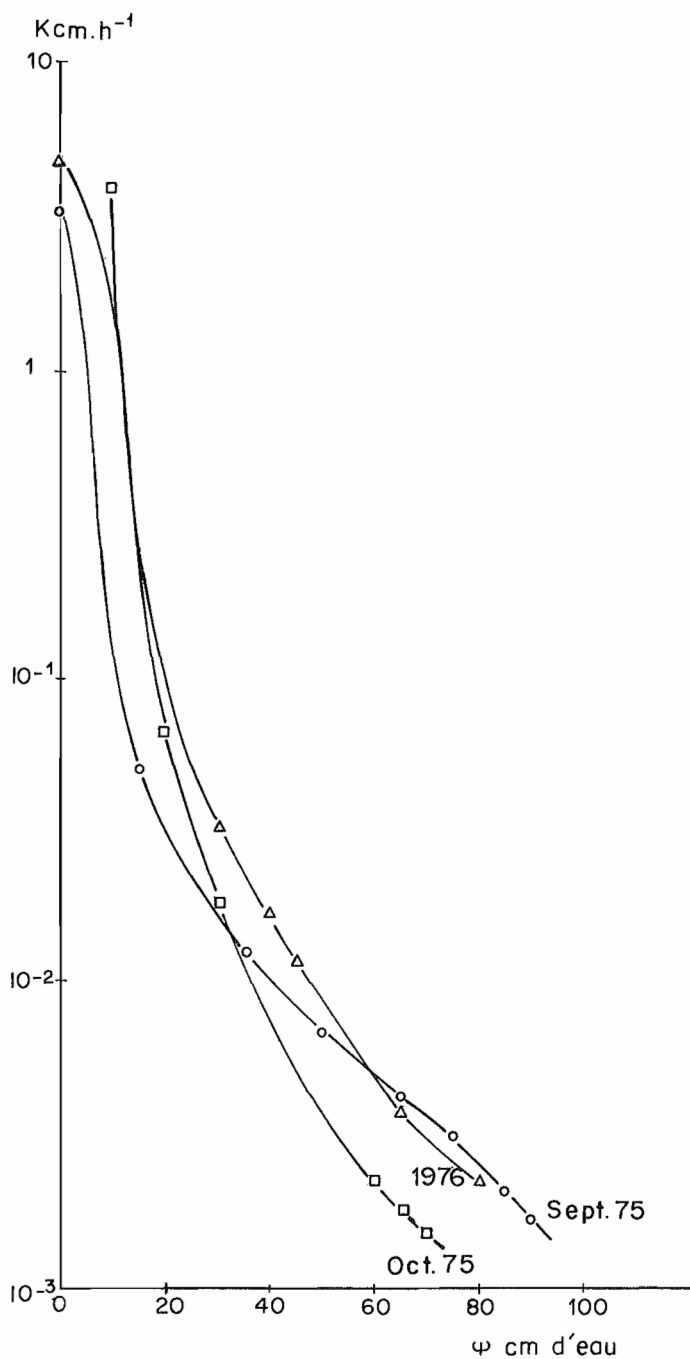


FIGURE II. — Courbes de conductivité hydralique $K = f(\Psi)$ obtenues à la cote $z = 75$ cm en ressuyage (conditions naturelles) après infiltration de pluies
 Hydraulic conductivity curves $K = f(\Psi)$ obtained at the depth of 75 cm in situation of drainage, after rainfall infiltration (natural conditions)

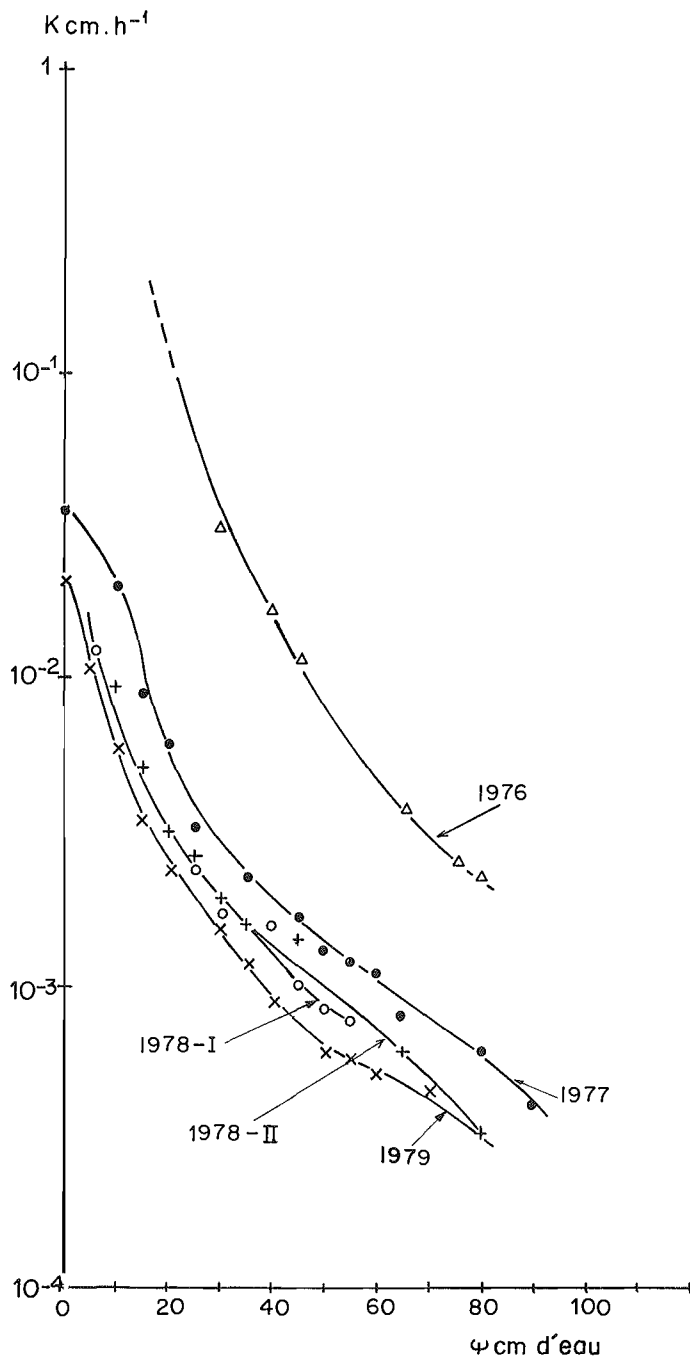


FIGURE III. — Courbes de conductivité hydraulique $K = f(\Psi)$ obtenues à la cote $z = 75$ cm en ressuyage, après infiltration d'une lame d'eau (conditions expérimentales)

Hydraulic conductivity curves $K = f(\Psi)$ obtained at the depth of 75 cm in situation of drainage, after ponding (experimental conditions)

Les résultats présentés ici suggèrent enfin des remarques complémentaires dont il importe de tenir compte au titre d'applications pratiques comme la pédologie ou l'agronomie, puisqu'il s'agit bien de quantifier des interventions comme l'irrigation, le drainage et l'épandage.

La caractérisation hydrodynamique d'un sol ne devrait être comprise qu'à l'échelle susceptible de prendre en compte tous les états de ce sol et en particulier la vie structurale du milieu.

On notera que J. BOUMA (1980) a entamé une réflexion très sérieuse sur ces problèmes d'échelle, appuyée sur des approches expérimentales in situ et prenant en compte notamment la macroporosité interagrégats et fissurale.

Dans les conditions de mesures en place pratiquées à Versailles, on suppose que les tendances observées dans la distribution des courbes $K = f(\Psi)$ illustrent deux cas limite de fonctionnement hydrodynamique du système sol :

- L'un se référant à un état structural stationnaire développé en conditions naturelles ;
- L'autre, à un état structural dégradé par des humectations artificielles de forte intensité, type épandage.

Ce sont deux valeurs extrêmes qu'il faudrait sans doute simultanément prendre en considération pour caractériser ce sol sur limon au plan hydrodynamique.

Les hypothèses avancées ci-dessus et suggérées par les tendances observées vont dans le sens des recherches effectuées actuellement à Versailles à l'interface laboratoire/terrain, sur la dynamique de la porosité.

REMERCIEMENTS

L'auteur remercie MM. Jacques OUDARD et Gérard YART pour la collaboration très efficace qu'ils ont apportée dans la réalisation des protocoles expérimentaux, des mesures et de leur dépouillement.

Il remercie également MM. Michel ISAMBERT et Roger DARTHOUT qui ont respectivement étudié le profil pédologique du sol de Versailles et procédé à l'étalonnage de la sonde à neutrons.

SUMMARY

HYDRODYNAMIC CHARACTERIZATION IN SITU OF AN UNSATURATED SOIL AND STRUCTURAL EVOLUTION

Systematic measurements of moisture content and suction were carried out from 1975 to 1979 on a plot of soil of Versailles (B clayey horizon developed on a loam). Analysis of resulting data lead to soil characterization tests at a depth of 75 cm on the basis of hydraulic conductivity curves $K = f(\Psi)$.

Curves were obtained under two types of conditions:

— In 1975-1976, the kinetics of internal drainage were analyzed after infiltration of strong rainfalls on the not protected plot of soil submitted to alternating regime of seasonal wetting and drying.

— From 1977 to 1979, the experimental drainage was studied on the protected plot after exceptional and recurrent ponding.

In both cases, water was initially stored in the volume element (z_0, z_{75}) in approximately equal amounts.

Curves $K = f(\Psi)$ obtained are distributed in two bundles. The distance between these bundles is of the order of magnitude of 10 (fig. II and III).

The general tendency expressed by this distribution may show the sensitiveness of this parameter to the structural evolution of the B horizon in relation to constraints.

Decreasing $K(\Psi)$ from the first experiment may reflect an initially very strong reduction of the crack porosity due to swelling of clayey medium and reduction of interaggregates spaces.

This kind of porosity continues to decrease in slow drift until 1979 as the same experimental protocols resulting in « hydromorphous » conditions are applied.

Swelling to its maximum limit produces the gradual removal of such porosity.

Under in situ measuring conditions, it is assumed that tendencies observed in the distribution of $K = f(\Psi)$ curves make clear two borderline cases of hydrodynamic behaviour of the soil system:

- one case refers to a stationary structural state developed in natural conditions;*
- the other case refers to a deteriorated structural state by artificial strong intensity wetting of sewage type.*

These two extreme values should be simultaneously taken into account for the hydrodynamic characterization of this soil.

Références bibliographiques

- BETREMIEUX R. (1964). — In Rapport d'études pédologiques préalables à l'irrigation en Val de Loire. D.D.A. du Loiret, I.N.R.A., Versailles (ronéo).
- BOUMA J. (1980). — Field measurement of soil hydraulic properties characterizing water movement through swelling clay soils. *Journal of Hydrology*, 45 : 149-158.
- CAMERON D.R. (1978). — Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on a small plot. *Soil Sci.*, vol 126, n° 6, 364-371.
- CARVALLO H.O., CASSEL D.K., JAMES HAMOND, ARMAND BAUER (1976). — Spatial variability of in situ unsaturated hydraulic conductivity of Maddock sandy loam. *Soil Sci.*, vol. 121, n° 1, 1-8.
- CHILDS E.C. (1940). — The use of soil moisture characteristics in soil studies. *Soil Sci.* 50, 239-252.
- CHILDS E.C. (1942). — Stability of clay soils. *Soil. Sci.* 53, 79-92.
- COLLIS-GEORGE N., LARYEA B. (1972). — An examination of the wet aggregate analysis, the moisture characteristic, and infiltration-percolation methods of determining the stability of soil aggregates. *Aust. J. Soil Res.*, 10, 15-24.
- HILLEL D., KRENTOS V.D., STYLIANOU Y. (1972). — Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Sci.*, vol. 114- n° 5, 395-400.
- KLUTE A. (1972). — The determination of the hydraulic conductivity and diffusivity of unsaturated soils. *Soil Sci.*, vol. 113, n° 4, 264-276.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., ERH T. (1973). — Spatial variability of field - measured soil-water properties. *Hilgardia*, vol. 42, n° 7, 215--259.
- PERIGAUD S. (1963). — Contribution agronomique à la mise en valeur de la Brenne (sols hydromorphes). Thèse ingénieur-docteur.
- VACHAUD G., DANCETTE C., SONKO S., THONY J.-L. (1978). — Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé. Application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Ann. Agron.*, 29 (1), 1-36.

ANNEXES

$$\int_{z_i}^{z_{75}} \theta dz$$

1. EXEMPLE D'ALGORITHMES DE CALCUL DES STOCKS HYDRIQUES

à des temps différents, en cycle de ressuyage, dans un élément de volume de sol (z_i, z_{75}) à partir des positions successives du plan de flux nul visualisées sur le graphe $\Phi(z)$ et progressant dans le temps, dans le profil, par drainage et évaporation simultanés.

Date	cote flux nul, z_i	algorithme
13/2/76	$i = 0$	$15 \theta_{15} + \frac{\theta_{15} + \theta_{25}}{2} \cdot 10 + \frac{\theta_{25} + \theta_{35}}{2} \cdot 10 + \frac{\theta_{35} + \theta_{45}}{2} \cdot 10$ $+ \frac{\theta_{45} + \theta_{55}}{2} \cdot 10 + \frac{\theta_{55} + \theta_{65}}{2} \cdot 10 + \frac{\theta_{65} + \theta_{75}}{2} \cdot 10$ $= 20\theta_{15} + 10\theta_{25} + 10\theta_{35} + 10\theta_{45} + 10\theta_{55} + 10\theta_{65} + 5\theta_{75}$
16/2/76	$i = 40$	$\frac{\theta_{35} + \theta_{45}}{2} \cdot 5 + \frac{\theta_{45} + \theta_{55}}{2} \cdot 10 \dots + \frac{\theta_{65} + \theta_{75}}{2} \cdot 10$ $= 2,5 \theta_{35} + 7,5\theta_{45} + 10\theta_{55} + 10\theta_{65} + 5\theta_{75}$
	etc...	

 2. EXEMPLES DE TABLEAUX DE CALCUL DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE K (Φ) A LA PROFONDEUR DE 75 cm.

a) En conditions naturelles :

Episode février-mars 1976.

Dates	t(h) cum.	stocks mesurés (cm)	stocks restitués (cm)	flux ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)	$\Delta \Phi / \Delta z$ ($\text{cm} \cdot \text{cm}^{-1}$)	K ($\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$)	ψ
13/2/76 *	0	25,725	26,541	- 4,808	- 1	4,808	0
16	72	12,538	12,538	- 0,0308	- 1	0,0308	- 30
18	122	11,648	11,116	- 0,0165	- 1	0,0165	- 40
20	169	10,680	10,478	- 0,0112	- 1	0,0112	- 45
3/3	433	9,696	8,836	- 0,0037	- 1	0,0037	- 65
5	481	8,941	8,670	- 0,0033	- 1	0,0033	- 65
10	601	7,991	8,327	- 0,0025	\approx - 1	0,0025	- 75
12	649	7,125	8,212	- 0,0023	\approx - 1	0,0023	- 80

* Densité de mesures : 2 à 3 sondages hebdomadaires.

Equation ajustement des stocks : $S = 26,54 t^{-0,18116}$ $r = 0,97$.

Flux : $ds/dt = -4,808 t^{-1,18116}$

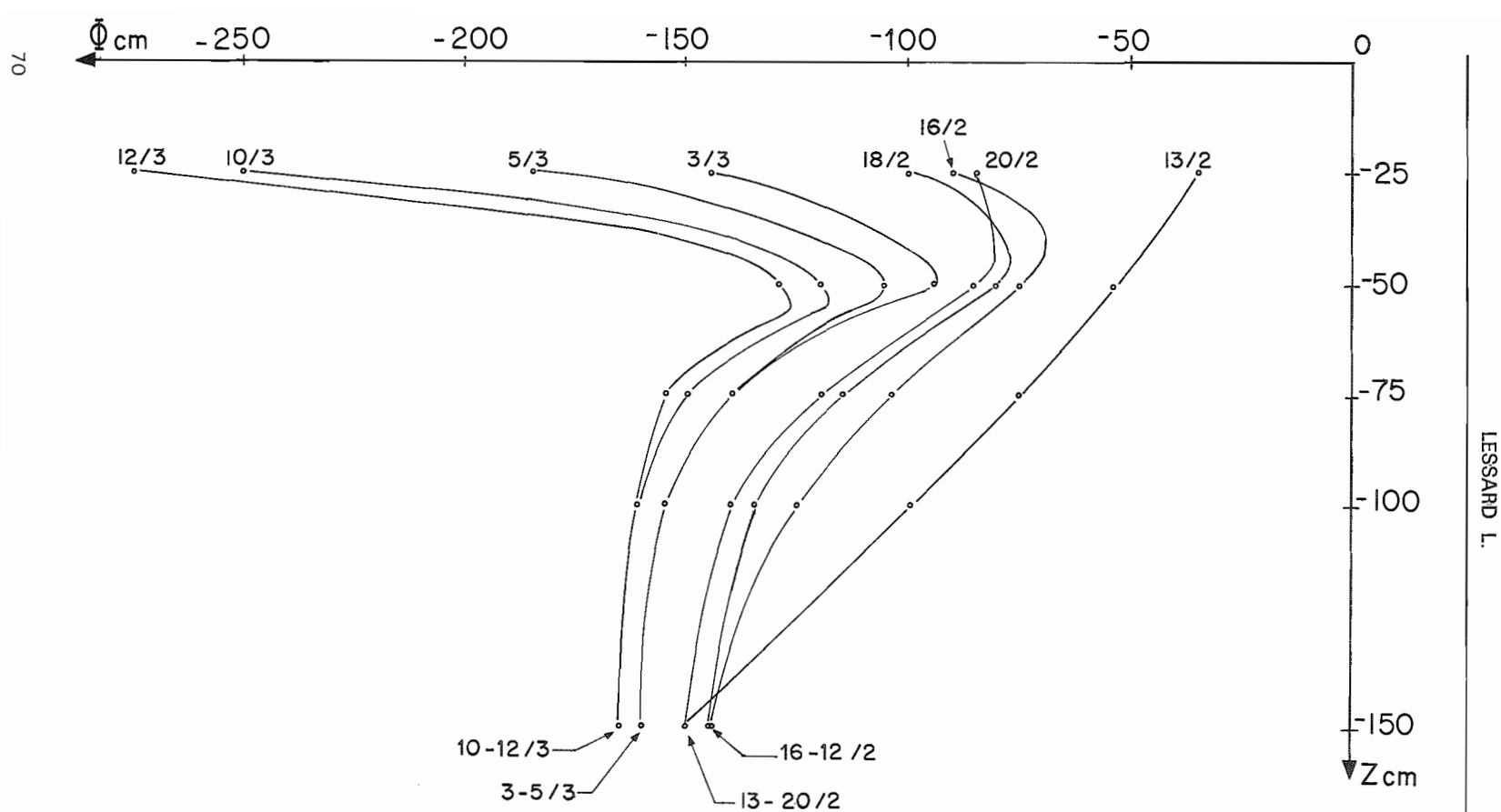


FIGURE IV. — Evolution dans le temps des profils de potentiel total $\Phi(z)$ observés en ressuyage après les pluies de février 1976

Evolution in time of the profiles of total potential $\Phi(z)$ observed in situation of drainage after rainfalls of February 1976

b) En conditions expérimentales - Expérimentation 1977 :

Stocks bruts mesurés.

Dates	n° sondage neutron	t cum (h)	Stocks 0-75 (cm)
25/7/77	1	0	26,43
	2	2	26,10
	3	4	25,81
	4	6	25,69
26/7	5	19	25,45
	6	22	25,48
	7	25	25,33
27/7	8	43	25,04
	9	46	25,24
	10	49	25,19
28/7	11	67	24,98
	12	73	25,27
29/7	13	92	25,01
	14	97	25,06
1/8	15	163	24,99
2/8	16	188	24,87
3/8	17	216	24,73
4/8	18	236	24,65

TABLEAU DE CALCUL DES CONDUCTIVITES

t(h) cum	stocks restitués (cm)	flux (cm.h ⁻¹)	$\Delta \Phi / \Delta z$ (cm.cm ⁻¹)	K (cm.h ⁻¹)	ψ (cm)
4	25,90	- 0,0719	- 2,04	0,035	0
12	25,58	- 0,0237	- 1,16	0,0198	- 10
24	25,39	- 0,012	- 1,34	0,009	- 15
36	25,27	- 0,0078	- 1,28	0,0061	- 20
48	25,19	- 0,0058	- 1,78	0,0033	- 25
60	25,13	- 0,0046	- 1,98	0,0023	- 35
72	25,08	- 0,0038	- 2,26	0,0017	- 45
84	25,04	- 0,0033	- 2,48	0,0013	- 50
96	25	- 0,0029	- 2,50	0,0012	- 55
108	24,97	- 0,0025	- 2,26	0,0011	- 60
120	24,94	- 0,0023	- 2,78	0,0008	- 65
144	24,89	- 0,0019	- 3,34	0,0006	- 80
168	24,85	- 0,0016	- 4,10	0,0004	- 90

Equation ajustement des stocks : $S = 26,30 t^{-0,011097}$ $r = 0,96$.

Flux : $ds/dt = - 0,2918 t^{-1,011097}$

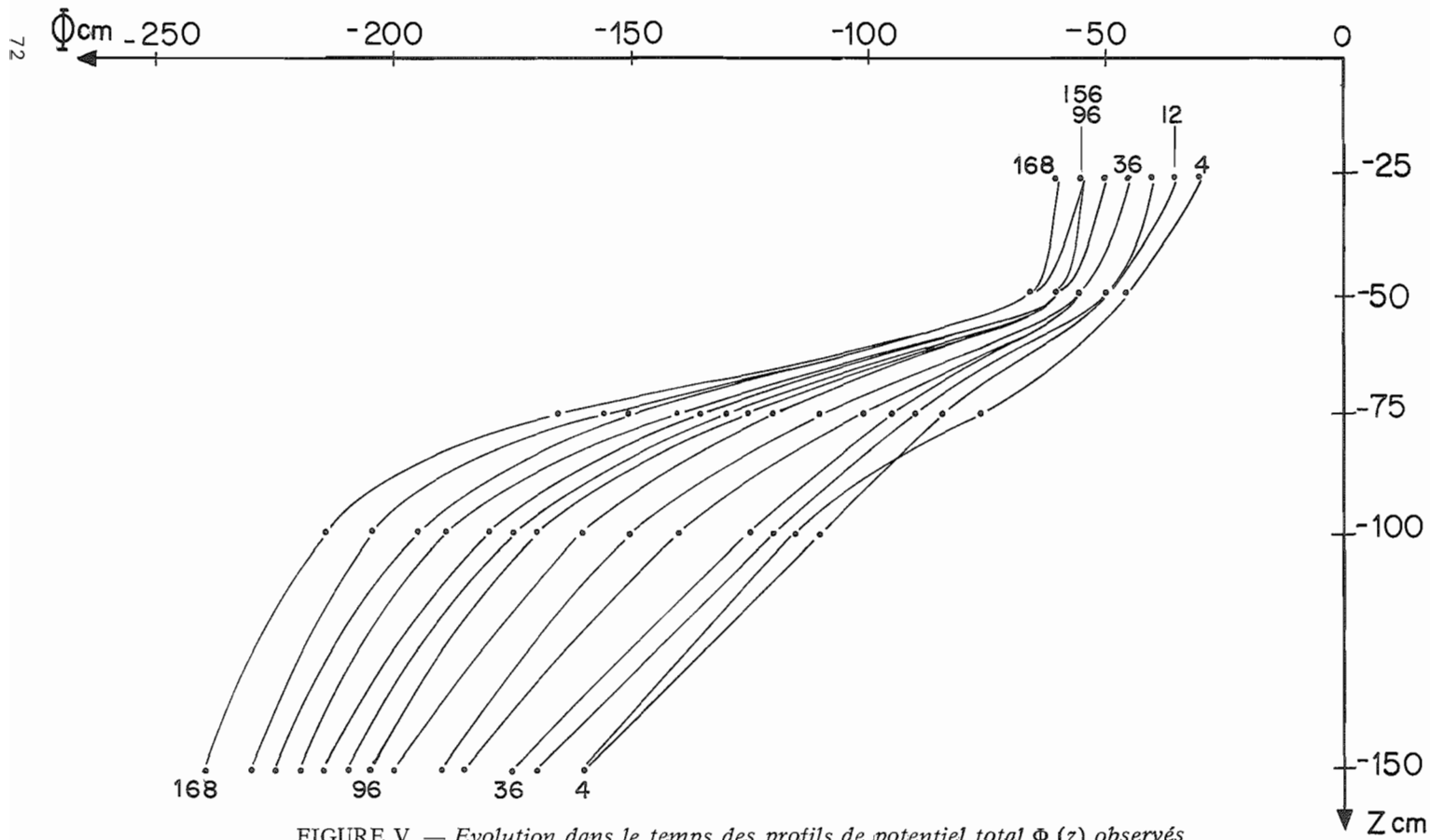


FIGURE V. — Evolution dans le temps des profils de potentiel total $\Phi(z)$ observés en ressuyage après la première intervention expérimentale de 1977

Evolution in time of the profiles of total potential $\Phi(z)$ observed in situation of drainage after the first experiment of ponding of 1977

LESSARD L.