

RAPPORT DE STAGE
DU DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES
DE BIOLOGIE VEGETALE
Option ECOLOGIE

Antoine CORNET

METHODES DE DETERMINATION DE LA CAPACITE
DE RETENTION EN EAU DU SOL

SOMMAIRE

I - PREMIERE PARTIE

CONCEPT DE CAPACITE DE RETENTION ET QUELQUES METHODES DE DETERMINATION	p. 1
A - Concept de capacité de rétention et son évolution	p. 1
B - Quelques méthodes de détermination de la capacité de rétention	p. 4
1°) <u>Méthodes de mise en évidence et de détermination pour le sol en place</u>	
a) méthode des paliers ou de RODE	
b) ressuyage d'une parcelle arrosée	
2°) <u>Méthodes de laboratoire de détermination de la capacité au champ</u>	
a) étude du ressuyage au laboratoire de colonnes de sol	
b) méthode de ressuyage sur terre sèche	

II - DEUXIEME PARTIE

ESSAI DE DETERMINATION DE LA CAPACITE DE RETENTION PAR LA METHODE BOUYOCOS SUR ECHANTILLONS NON REMANIES	p. 8
A - Principe	p. 8
B - Matériel	p. 8
1°) <u>Description</u>	
2°) <u>Manipulation préliminaire</u>	
C - PROCEDURE EXPERIMENTAL	p. 11
1°) <u>Déroulement</u>	
2°) <u>Analyse</u>	
3°) <u>Influence de la dépression imposée</u>	
4°) <u>Influence de la saturation initiale</u>	

D - Application et résultats p. 26
 1°) Caractéristiques des sols
 2°) Résultats

CONCLUSION p. 32

BIBLIOGRAPHIE p. 33

I - PREMIERE PARTIE

CONCEPT DE CAPACITE DE RETENTION

ET

QUELQUES METHODES DE DETERMINATION

A - CONCEPT DE CAPACITE DE RETENTION ET SON EVOLUTION.

Une mise au point sur ce sujet ayant été effectuée en 1967 par A. FEODOROFF dans "Capacité de rétention et pF " de larges emprunts vont y être faits.

La capacité de rétention a été définie pour la première fois par MAYER (1874). Il la définit dans les termes suivants : "La capacité pour l'eau d'un sol est son aptitude à retenir de l'eau à une hauteur qui n'est pas atteinte par l'eau capillaire liée à la nappe phréatique, sa valeur ne dépend pas de la disposition de la couche de sol sur la verticale, au contraire elle est identique à différents niveaux",,, Cette définition implique une aptitude, qui peut être caractérisée par une grandeur mesurable, et dont la valeur est une caractéristique du matériau. Elle ne préjuge en rien des forces en jeu.

BUCKINGHAM (1907), dont le nom est associé au concept de potentiel capillaire, effectue pour la première fois l'analyse des forces de rétention et de mouvement de l'eau par une approche thermodynamique.

A partir des définitions de potentiel, GARDNER (1920) a cherché à caractériser les constantes hydriques du sol par une valeur de potentiel capillaire.

Prolongeant les travaux de BRIGGS et Mc LANE (1907) qui définissent l'eau retenue dans le sol après centrifugation à 1000 g comme

"Moisture Equivalent" ou humidité équivalente, en 1931 VEINMEYER et HENDRICKSON définissent la "Field Capacity" comme étant : "La quantité d'eau retenue dans le sol lorsque l'eau gravitationnelle en excès a drainé et que le régime du mouvement descendant de l'eau a pratiquement décru". Ils déduisent, à la suite d'études de corrélations poursuivies sur des sols à texture fine de Californie, que la "Field Capacity" correspond à l'humidité équivalente, tout en précisant que cette correspondance ne s'applique pas aux sols sableux !

A la suite des travaux de SCHOFIELD (1935) qui introduisit la notion logarithmique de pF et qui essaya de démontrer par le calcul que la centrifugation à 1000 g correspond à l'obtention d'un potentiel capillaire de - 1000 cm d'eau, nombre de chercheurs ont admis que la capacité de rétention correspond à l'humidité à $pF = 3$. D'autres, dont RICHARDS et WEAVER (1944), admettent que la teneur en eau du sol soumis à une pression d'environ $1/3$ d'atmosphère ($pF \approx 2,5$) correspond sensiblement à l'humidité équivalente, donc implicitement à la capacité de rétention.

On voit que, partant des mêmes bases, les différents auteurs arrivent à des valeurs bien distinctes de potentiel capillaire : - 1000 et - 300 cm d'eau.

Toute une série de travaux postérieurs : DOGLOV 1948, MARSHALL 1949, WETTERLEIN 1959, BONNEAU 1961, GRAS 1962, COMBEAU 1963, SALTERS et WILLIAMS 1965, ont montré qu'il n'existait pas de valeur unique du pF caractérisant la capacité au champ.

Dans son importante étude, WETTERLEIN (1959) donne les valeurs suivantes :

Sols	Tension (en atm.) à la capacité de rétention
Sable fin sous-sol	0,06 - 0,12
Sable humifère	0,09 - 0,14
Limon sableux	0,2 - 0,5
Pseudo-gley de surface	0,05
Pseudo-gley de profondeur	1,7

De ces travaux, il ressort une tendance : le pF à capacité au champ est d'autant plus élevé que le sol est plus lourd. GRAS (1962) l'a démontré en établissant une corrélation linéaire entre pF à capacité au champ et humidité à $pF = 3$ ". (Extrait de "Capacité de rétention et pF " A. FEODOROFF, 1967).

Les travaux plus récents abordent le problème d'un point de vue dynamique. Pour OGATA et RICHARDS (1960), remarquant que la migration de l'eau vers la profondeur est un phénomène continu dont on a jamais observé la cessation définitive, "le concept même de capacité au champ n'a pas de sens". Pour d'autres cependant, il existe bien pour chaque sol une certaine valeur de l'humidité qui est relativement constante dans le temps. En effet, pour RODE (1960) des déterminations périodiques de l'humidité en place mettent en évidence l'existence d'une telle valeur. Elle apparaît notamment en l'absence de nappe, pendant la période où le sol est bien alimenté en eau et l'évaporation réduite.

FEODOROFF (1962) montre, par des études de redistribution au champ et au laboratoire dans des colonnes de terre, qu'il existe bien à chaque niveau une valeur de l'humidité pour laquelle le drainage se ralentit.

En utilisant la méthode préconisée par RODE, FEODOROFF (1965) montre qu'il existe "une valeur caractéristique moyenne de l'humidité nettement distincte de la saturation totale".

Par des expériences de redistribution gravitaire en 1968, ce même auteur démontre qu'au-dessous d'une valeur d'humidité correspondant à la capacité de rétention, on n'a pas d'écoulement gravitaire.

La capacité au champ devient définie d'une façon dynamique, comme étant "l'humidité caractéristique d'un sol, pour laquelle soit la redistribution se ralentit, soit le drainage devient négligeable".

La méthode de RODE (1960) et les travaux de FEODOROFF (1962-65) montrent que la capacité de rétention correspond bien à une réalité physique pour le sol en place.

FEODOROFF (1965) la définit dans les termes suivants : "La capacité au champ est la plus forte humidité pour laquelle les transferts d'eau sont lents. L'eau "excédentaire" par rapport à la capacité au champ, s'écoule

rapidement : redistribution ou percolation. Lorsque la teneur en eau d'une couche donnée atteint la capacité au champ, les mouvements de l'eau y deviennent très lents. Grâce à cette propriété, la capacité au champ peut être raisonnablement considérée comme la limite supérieure de l'eau mise en réserve par le sol".

A ces définitions basées sur la dynamique de l'eau, devront correspondre de nouvelles méthodes de détermination basées également sur cet aspect dynamique.

B - QUELQUES METHODES DE DETERMINATION DE LA CAPACITE DE RETENTION.

Les méthodes de mesure de la capacité de rétention se divisent : en "méthodes directes au champ", ce sont les seules qui puissent servir de références ;

" en méthodes directes de laboratoire" basées sur l'étude de la redistribution de l'eau ;

et en "méthodes indirectes de laboratoire".

Nous allons en examiner quelques unes.

1°) Méthodes de mise en évidence et de détermination pour le sol en place.

a) Méthode des "paliers" ou de "RODE".

"La capacité de rétention ou capacité au champ est généralement considérée comme une caractéristique importante du sol. Si ce concept est exact, il doit y avoir une période de l'année où, le sol étant bien pourvu en eau et l'évaporation relativement faible, l'humidité se maintient constante" (FEODOROFF, 1965). Les travaux de FEODOROFF utilisant la méthode préconisée par RODE (1960) ont vérifié cette hypothèse. La méthode consiste à faire des déterminations périodiques de l'humidité en place et d'étudier la variation de cette grandeur dans le temps.

Ces mesures, qui doivent être peu espacées (moins de 10 jours entre deux mesures) se poursuivent pendant une saison au moins. Le sol est maintenu nu afin de limiter l'évaporation.

La courbe représentant la moyenne des humidités pour un horizon à chaque date présente des paliers qui montrent la constance de l'humidité pour des périodes pouvant aller de 1 à 2 mois. Pour chacun de ces paliers on a déterminé la valeur moyenne de l'humidité ainsi que l'erreur standard

$$s = \sqrt{\frac{\sum (x - \bar{x})^2}{n(n-1)}}$$

Ceci nous donne la valeur de la capacité au champ et son intervalle de confiance.

Dans un premier temps la détermination des paliers était faite graphiquement mais les travaux de FEODOROFF, ARNOUX et LECONTE (1969) débouchent sur une méthode statistique, donc plus objective, de détermination des paliers.

Cette méthode qui permet de déterminer une humidité caractéristique pour chaque sol, montre la réalité physique de cette grandeur et peut servir de référence pour comparer les autres méthodes vis-à-vis du comportement réel de l'eau dans le sol en place.

b) Ressuyage d'une parcelle arrosée.

La méthode consiste à arroser une parcelle jusqu'à formation d'une nappe en surface, puis on étudie pour chaque horizon l'évolution des profils hydriques. On peut ainsi déterminer l'humidité à partir de laquelle la vitesse de redistribution devient très faible. Cette humidité correspond à la capacité de rétention.

2°) Méthodes de laboratoire de détermination de la capacité au champ.

a) Etude du ressuyage au laboratoire de colonnes de sol.

La méthode consiste à remplir une série de tubes de verre (de 30 cm de haut et 3 cm de diamètre) avec un même sol préalablement tamisé.

Ces colonnes sont soumises à un même arrosage (dose et intensité), puis l'orifice supérieur du tube est bouché avec une éponge humide recouverte d'une toile plastique maintenue par un élastique. Au cours d'une période assez longue : une quinzaine de jours, les tubes sont successivement sacrifiés et l'on établit leur profil hydrique, en prélevant un échantillon tous les 2 cm et en déterminant par passage à l'étuve à 105° C leur humidité. Ce qui permet de déterminer le taux d'humidité au-dessous duquel la vitesse de redistribution $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ devient et reste relativement faible. L'étude de la relation de cette humidité avec la capacité au champ déterminée notamment par la méthode de RODE montre une bonne correspondance.

b) Méthode de ressuyage sur terre sèche.

Il s'agit de reproduire en l'accélérant le phénomène de redistribution.

Dans un tube de 3 cm de diamètre et de 10 cm de haut, on met de façon homogène du sol tamisé à 2 mm, jusqu'à une hauteur de 4 cm. Cette colonne de terre est humectée par remontée capillaire. Lorsque le front a atteint la surface de la terre on place le tube dont l'extrémité inférieure est fermée par une gaze de nylon, sur une masse plus importante de la même terre mais séchée à l'air, contenue dans un béccher de 250 cm³. L'orifice supérieur du tube est fermé par un capuchon imperméable en plastique, pour éviter l'évaporation.

Ainsi l'eau contenue initialement dans la colonne supérieure passe progressivement dans le support de terre sèche, sous l'effet des forces de gravité et de succion.

Pour chaque sol, une série de tubes permet de faire des prélèvements d'humidité échelonnés dans le temps. Par passage à l'étuve à 105° C, on détermine l'humidité au temps t voulu. On peut, comme dans la méthode précédente, déterminer l'humidité pour laquelle $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ devient très faible, mais la méthode est un peu plus rapide.

Les travaux de FEODOROFF et BALLIF (1967) montrent l'intérêt qu'il y aurait d'opérer avec des échantillons non remaniés pour avoir une meilleure concordance avec la capacité de rétention du sol en place. Mais de nombreuses difficultés techniques se posent pour appliquer la méthode de ressuyage sur terre sèche aux échantillons non remaniés.

II - DEUXIEME PARTIE

ESSAI DE DETERMINATION DE LA CAPACITE DE RETENTION PAR LA METHODE BOUYOCOS SUR ECHANTILLONS NON REMANIES

A - PRINCIPE

La méthode préconisée par G.J. BOUYOCOS (1929) consiste à éliminer l'eau gravitaire par action d'une dépression donnée supérieure à la pression d'entrée d'air de l'échantillon.

Par confrontation des résultats obtenus, pour des sols différents, avec les mesures réalisées en place pour les mêmes sols, on étudie la correspondance entre l'humidité obtenue et mesurée, et la capacité au champ des sols considérés.

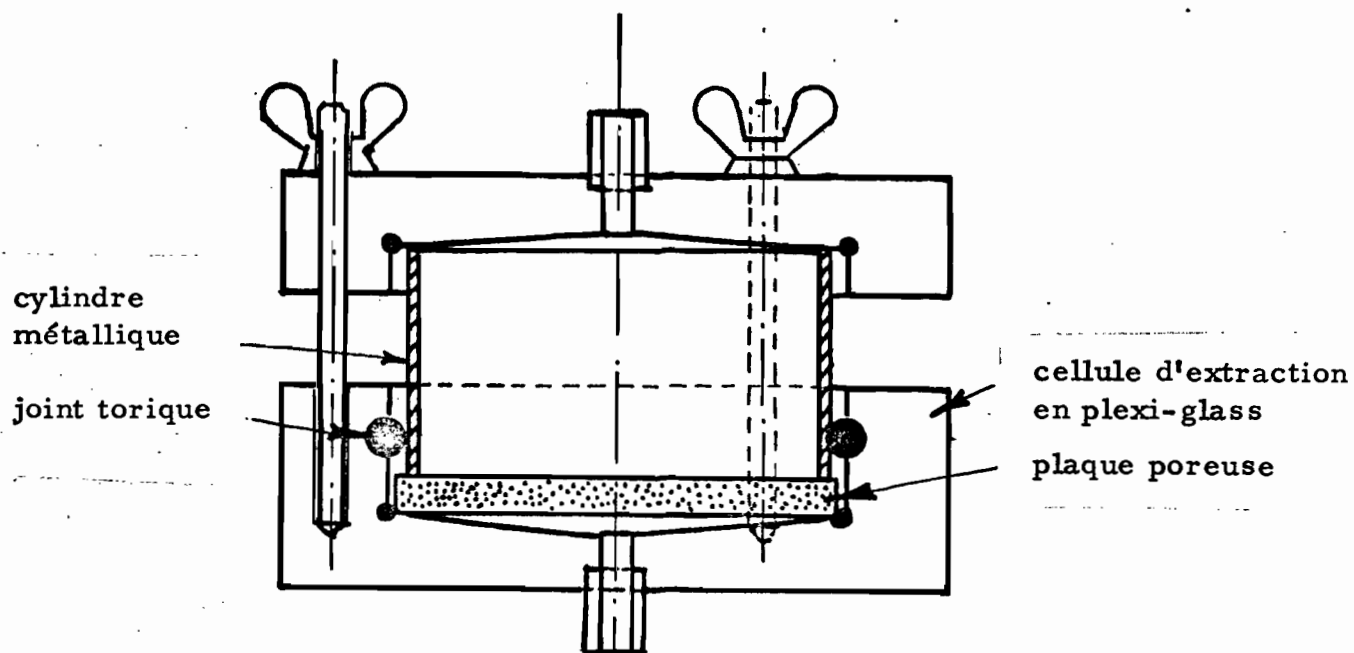
B - MATERIEL

1 - Description

Nous opérons sur des échantillons non remaniés inclus dans des anneaux métalliques de 3 cm de haut et de 5,4 cm de diamètre. Ces échantillons d'un volume approximatif de 68 cm³ sont prélevés à l'aide d'une sonde cylindrique.

L'échantillon et son anneau sont, pour la manipulation, placés sur une plaque métallique poreuse à pores assez gros, confectionnée en bronze fritté, sur commande.

L'ensemble, échantillon et plaque, est placé dans une "cellule d'extraction volumétrique" en plexiglass correspondant au schéma suivant :



echelle : 1

CELLULE D'EXTRACTION VOLUMETRIQUE

Schéma N° 1

Pour réaliser la saturation de l'échantillon, le dispositif est relié à un vase rempli d'eau, à niveau constant. Le niveau d'eau dans le vase est maintenu à une hauteur correspondant à 1,5 cm au-dessus de la base de l'échantillon, ce qui permet une ascension assez rapide de l'eau dans l'échantillon, tout en évitant l'emprisonnement trop important d'air lié à une humectation trop rapide.

Lorsque l'eau a atteint la surface de l'échantillon, le tube d'arrivée d'eau est débranché. Le dispositif total est alors pesé.

Remarque :

Pour les échantillons ayant séjourné longtemps au laboratoire, donc séchés à l'air, deux cycles d'humectation et de ressuyage au moins sont nécessaires avant d'obtenir une bonne saturation.

Pour le ressuyage, la cellule contenant l'échantillon saturé est reliée à une "enceinte à vide" contenant une éprouvette graduée (schéma 2) par l'intermédiaire d'un tuyau muni d'une pince.

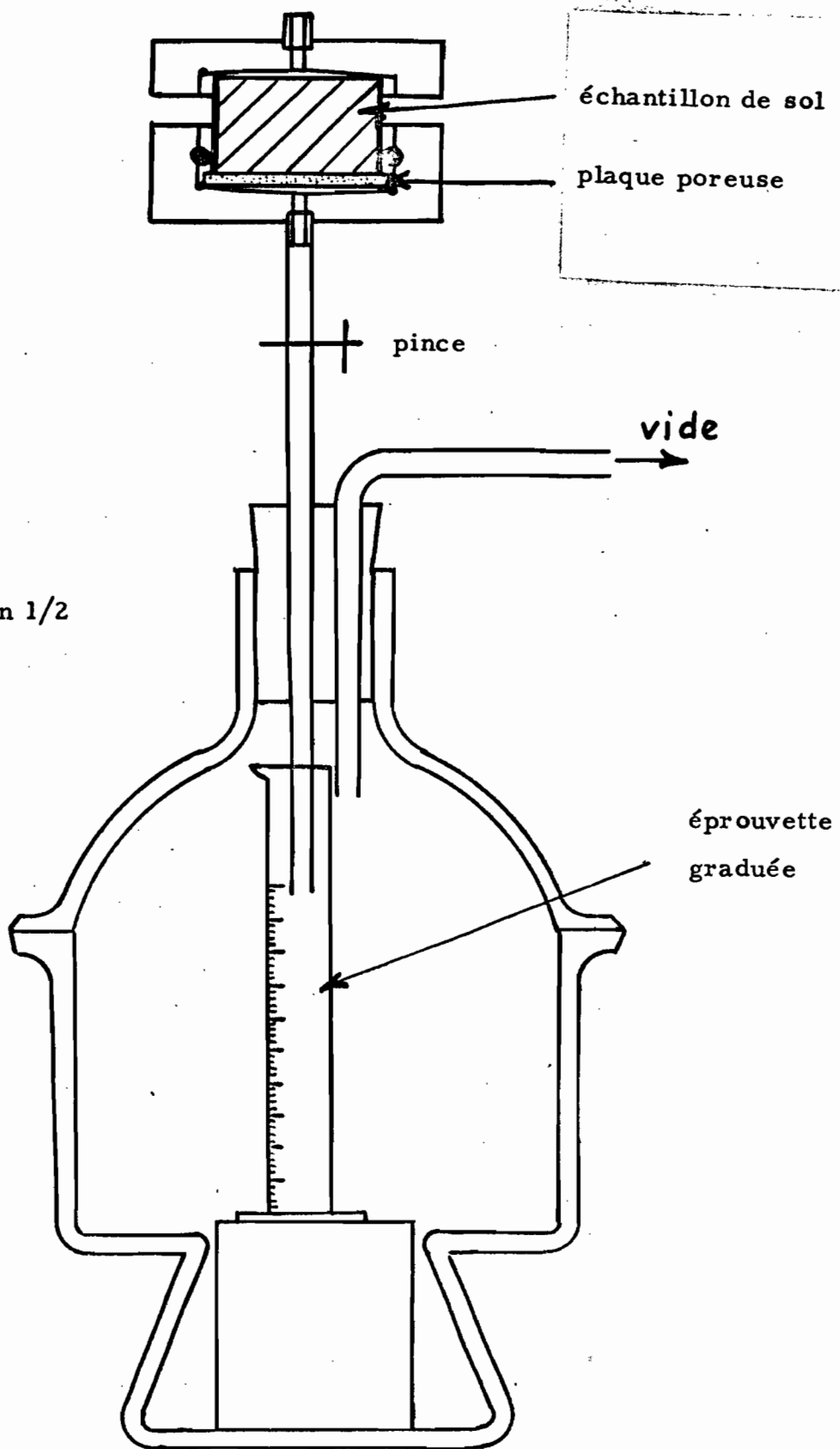
Cette enceinte est en relation avec une trompe à eau par l'intermédiaire d'un régulateur de dépression à mercure. Le régulateur permet de fixer la dépression imposée à une valeur déterminée, laquelle est lue à un manomètre placé sur le circuit.

L'éprouvette placée dans la fiole permet de mesurer l'écoulement liquide en fonction du temps.

2 - Manipulation préliminaire

Afin que la dépression puisse s'exercer sur l'échantillon et provoquer son ressuyage, il est indispensable que l'air traverse la plaque poreuse. Pour cela, il faut que celle-ci se désature à une faible dépression, donc qu'elle possède des pores assez gros. Avant de les utiliser, les plaques vont être tarées en déterminant leur pression d'entrée d'air.

Pour cela, la cellule est montée avec un cylindre vide et la plaque poreuse saturée. On y applique une dépression croissante réalisée à l'aide d'une colonne d'eau car le régulateur et la trompe donnent des variations trop brutales. On note la dépression à laquelle on a rupture des ménisques et entrée d'air. Avec les plaques utilisées on a les résultats suivants :



échelle : environ 1/2

SCHEMA N° 2

TABLEAU I

Détermination de la pression d'entrée d'air dans
les plaques poreuses.

N° des plaques	Temps nécessaire à la saturation	Dépression de rupture	
		en cm H ₂ O	en m bar
1	> 8 h	70	68,6
2	> 8 h	60	58,8
3	< 6 h	125	122,5
4	> 8 h	65	63,7
5	> 8 h	55	53,9
6	> 8 h	65	63,7

La plaque N° 3 en nickel n'a pas été utilisée dans la suite des manipulations.

C - PROCEDE EXPERIMENTAL

1°) Déroulement

La cellule étant isolée de l'enceinte, la dépression voulue est établie dans cette dernière. Au temps $t_0 = 0$, la pince permettant la mise en communication de la cellule et de l'enceinte est ouverte. On note l'écoulement liquide lu à l'éprouvette en fonction du temps et l'arrêt de cet écoulement. On poursuit la manipulation pendant quelques minutes pour s'assurer que cet écoulement a bien cessé : le système est pesé. Pour les dernières manipulations, la cellule est reconnectée à l'enceinte à vide et on fait des pesées au bout d'intervalles de temps. donnés. Bien qu'il n'y ait plus d'écoulement, on note

une perte de poids attribuée à l'évaporation liée à la traversée de l'échantillon par l'air. En fin de manipulation, l'ensemble cellule et échantillon est pesé, puis on détermine le poids de terre humide également par pesée après passage à l'étuve à 105° C on connaît le poids de terre sèche et l'humidité de l'échantillon.

Les grandeurs mesurées sont donc :

- le poids initial du système saturé P_i au temps 0
- l'écoulement en fonction du temps
- la durée de l'écoulement
- après l'écoulement, par pesée la perte de poids en fonction du temps
- le poids de terre sèche utilisée et l'humidité en fin d'expérience.

2°) Analyse

Après cessation de l'écoulement, les pesées effectuées montrent que la perte de poids liée à l'évaporation est constante (voir tableau II). Par ailleurs, le calcul montre que pendant l'écoulement la perte totale de poids est égale au poids du volume d'eau recueilli plus une perte par évaporation dont la valeur moyenne, pour toute la durée de l'écoulement, est égale à la valeur constante déterminée après arrêt de l'écoulement. On peut à partir de cette valeur, du poids initial et du volume lu à l'éprouvette, calculer pour chaque instant t le poids du dispositif total (voir tableau III et III bis).

On peut ainsi représenter le poids P du dispositif en fonction du temps. La courbe devient une droite à partir de l'arrêt de l'écoulement (voir graphique r')

TABLEAU II

Echantillon N° 6

Essai N° 11

T	H	P	ΔV	ΔP_c	P_c
0	300	585,94	0	0	
5''	300		4,2	4,20	581,74
10''	300		5,1	5,11	580,83
20''	290		5,5	5,52	580,42
30''	280		5,8	5,83	580,11
1'	275		6,4	6,46	579,48
2'	270		6,9	7,02	578,92
3'	270		7,2	7,38	578,56
5'	260		7,5	7,80	578,14
10'	260		7,8	8,38	577,56
11'	260	577,50	7,8	8,44	
17'	250		7,8	8,82	577,12
22'	240		7,8	9,02	576,92
25'	240	576,64	7,8	9,30	
30'	220	576,35	7,8	9,59	
60'	200	574,66	7,8	11,28	
90'	180	572,92	7,8	13,02	
120'	140	571,18	7,8	14,76	
150'	100	569,45	7,8	16,49	

T = Temps

H = Dépression en m bar

 ΔV = Volume recueilli à l'éprouvette en cm³ ΔP_c = Perte de poids calculée en g

P = Poids obtenus par pesée en g

 P_c = Poids calculés en g

Répétitions de ressuyage sur échantillon n° 4

ESSAI N° 1				ESSAI N° 2				ESSAI N° 3				ESSAI N° 4				ESSAI N° 5			
Pi	Pf	ΔP		Pi	Pf	ΔP		Pi	Pf	ΔP		Pi	Pf	ΔP		Pi	Pf	ΔP	
594,51	586,90	7,61		593,58	586,04	7,54		593,35	586,79	6,56		592,20	586,30	5,90		592,66	586,54	6,12	
T	H	ΔV	ΔP _c	T	H	ΔV	ΔP _c	T	H	ΔV	ΔP _c	T	H	ΔV	ΔP _c	T	H	ΔV	ΔP _c
0	400	0	0	0	300	0	0	0	300	0	0	0	300	0	0	0	300	0	0
30"	300	5,0	5,00	5"	300	3,4	3,40	10"	300	3,4	3,41	10"	300	2,6	2,61	10"	300	3,6	3,61
1'	260	5,2	5,25	15"	300	3,9	3,92	20"	290	3,8	3,82	20"	300	2,8	2,82	20"	300	4,0	4,02
3'	240	5,7	5,86	25"	290	4,7	4,74	30"	280	4,0	4,03	30"	280	3,0	3,03	30"	300	4,2	4,23
5'	230	6,0	6,27	55"	280	5,0	5,09	40"	270	4,2	4,24	40"	270	3,2	3,24	40"	280		
10'	220	6,3	6,85	2'	260	5,3	5,49	1'	250	4,4	4,47	1'	250	3,4	3,46	1'	270	4,5	4,57
				3'	250	5,5	5,78	2'	240	4,7	4,84	2'	220	3,7	3,83	2'	270	4,8	4,94
15'	200	6,3	7,12	5'	230	5,8	6,28	3'	230	4,9	5,11	3'	220	3,9	4,09	3'	270	5,2	5,41
				10'	200	6,1	6,96	4'	230	5,2	5,48	4'	200	4,0	4,26	4'	250	5,3	5,58
18'	190	6,4	7,39	15'	180	6,1	7,44	5'	210	5,4	5,75	5'	200	4,1	4,42	5'	240	5,3	5,65
20'	180	6,4	7,50					7'	200	5,6	6,09	8'	180	4,3	4,83	7'	230	5,4	5,89
21'	180	6,4	7,55	17'	180	6,1	7,54	9'	200	5,7	6,33	10'	180	4,4	5,05	9'	230	5,4	6,03
22'	180	6,4	7,61					10'	200	5,7	6,41	14'	170	4,6	5,51	10'	230	5,4	6,12
								11'	200	5,7	6,48	15'	170	4,6	5,57				
								12'	200	5,7	6,56	18'	160	4,6	5,77				
												20'	150	4,6	5,90				

Pi = Poids initial
 Pf = Poids final
 T = temps

) obtenus par pesée

$\Delta P = P_i - P_f$

ΔV = Ecoulement lu à l'éprouvette

TABLEAU III bis

Echantillon N° 4 Essai N° 3

T	H	P	ΔV	ΔP_c	P_c
0	300	593,35	0	0	
10''	300		3,4	3,41	589,94
20''	290		3,8	3,82	589,53
30''	280		4,0	4,24	589,32
40''	270		4,2	4,24	589,11
1'	250		4,4	4,47	588,88
2'	240		4,7	4,84	588,51
3'	230		4,9	5,11	588,24
4'	230		5,2	5,48	587,87
5'	210		5,4	5,75	587,60
7'	200		5,6	6,09	587,26
9'	200		5,7	6,33	587,02
10'	200		5,7	6,41	586,94
11'	200		5,7	6,48	586,87
12'	200	586,79	5,7	6,56	

T = Temps

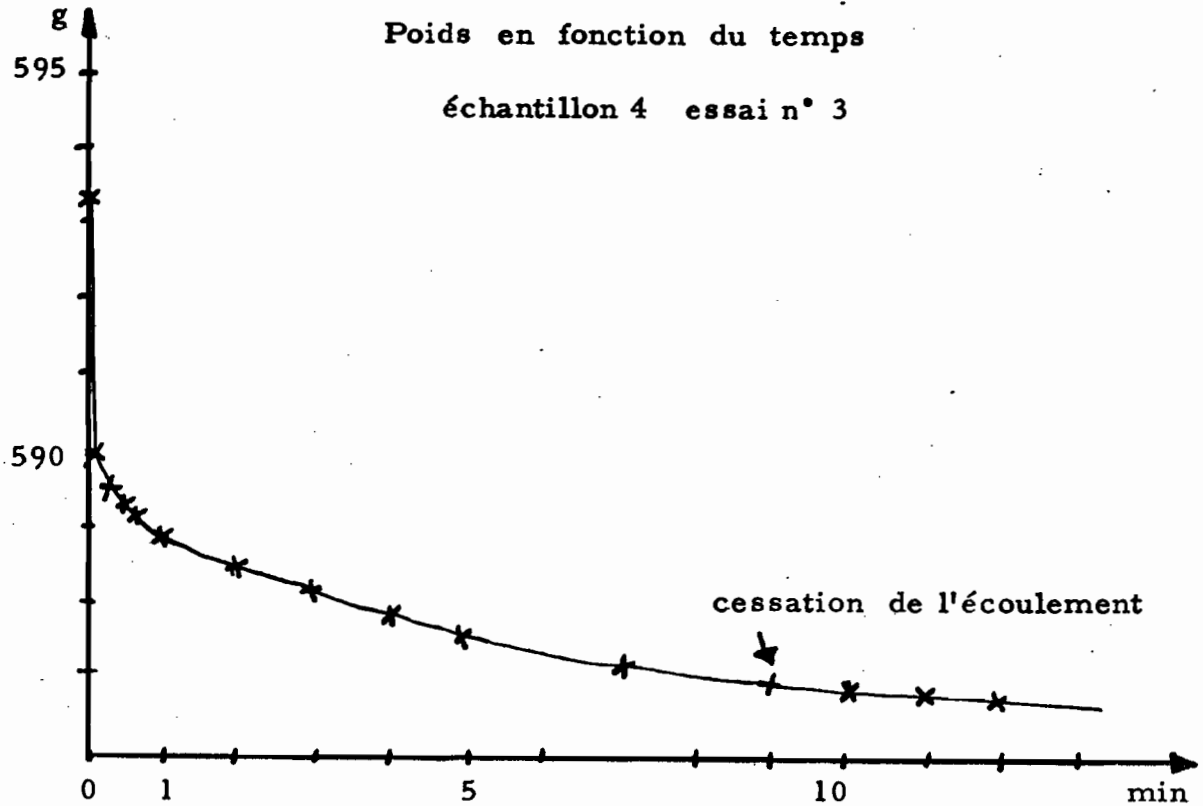
H = Dépression en m bar

 ΔV = Volume recueilli à l'éprouvette en cm^3 ΔP_c = Perte de poids calculée en g

P = Poids obtenus par pesée en g

 P_c = Poids calculés en g

Graphique 1



Les calculs précédents, nous ayant montré que l'évaporation est sensiblement constante durant toute la manipulation, il ne sera pas nécessaire d'effectuer plusieurs pesées après arrêt de l'écoulement.

La détermination finale du poids de terre humide et de l'humidité de l'échantillon, nous permettent, connaissant le poids du système aux instants t , de déterminer l'humidité de l'échantillon à ces mêmes instants. On obtient la courbe des humidités en fonction du temps qui a une allure analogue à celle des poids (graph. 2).

Exemple de calculs pour échantillon N° I, closeaux C, couche 10-20.

Poids initial saturé : 608,08 g t = 0

Poids final : 602,40 g t = 7 mn

Ecoulement : 5,10 cm³

Evaporation : $\frac{(608,08 - 602,40) - 5,10}{7} = 0,082 \text{ g/mn}$

Arrêt de l'écoulement : t = 5 mn

Evaporation entre t = 5 et t = 7 mn : 0,16 g

Poids à cessation d'écoulement : 602,56 g

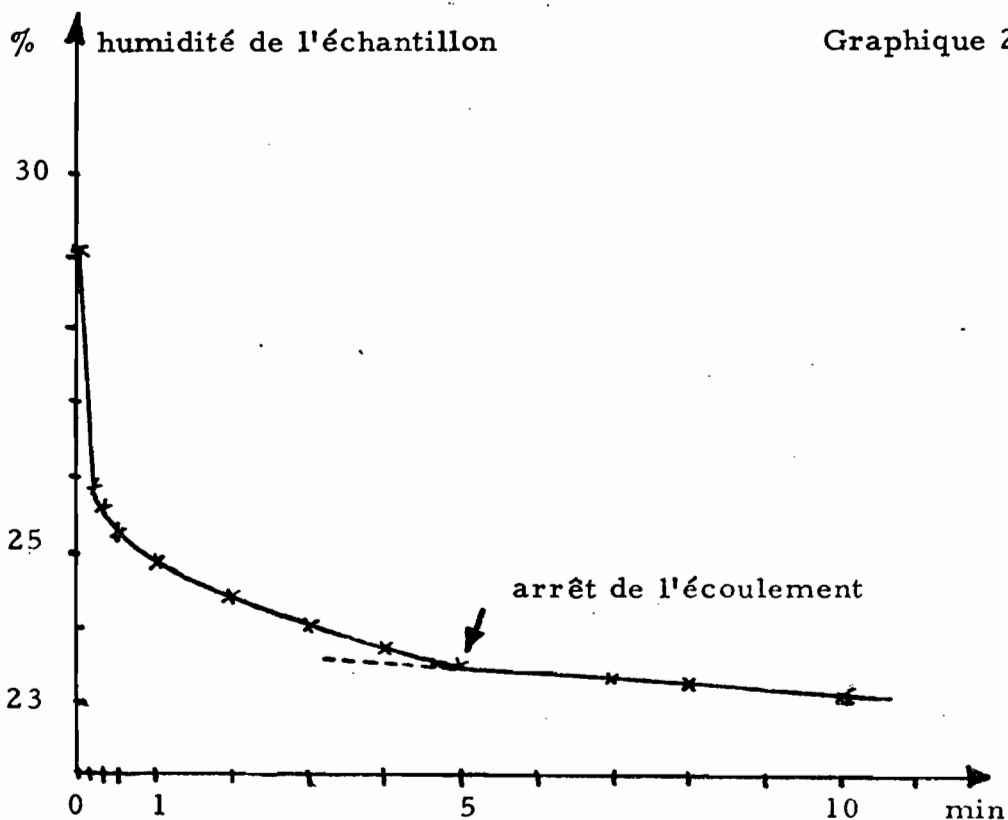
Poids de terre humide à t = 7 mn : 125,91 g

Poids de terre sèche : 101,89 g

Humidité à 7 mn : 23,13 % du poids de terre sèche

Poids de terre humide à arrêt de l'écoulement : 126,07 g

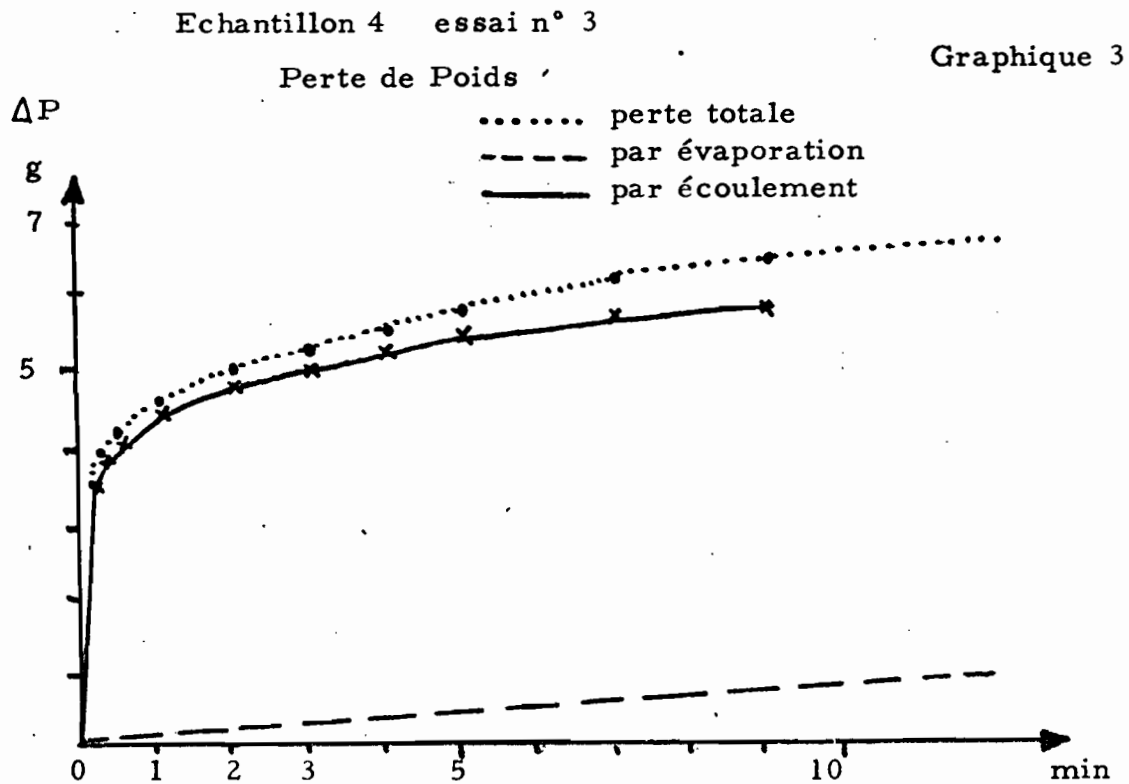
Humidité à arrêt de l'écoulement : 23,57 % du poids de terre sèche.



En fait on observe bien deux processus de perte d'eau par l'échantillon, dont la superposition nous donne les courbes du type précédent :

- Un écoulement liquide très rapide au début puis qui décroît et s'annule au bout d'un temps relativement court.

- Une perte d'eau par évaporation liée à la traversée de l'échantillon par l'air. Cette perte de poids par évaporation qui commence dès les premières secondes avec l'entrée d'air, est constante tout au long de la manipulation, même si celle-ci est prolongée au-delà de deux heures.



On pratique diverses répétitions de ressuyage sur des échantillons provenant des closeaux (sol de limon). Les échantillons 1, 4, 3 correspondent à la couche 10-20 des closeaux C dont les caractéristiques sont données au Tableau VIII. Les échantillons 2, 5, 6, proviennent de sols de limons de la parcelle des closeaux, mais dont les localisations sont mal connues.

Lors des répétitions successives réalisées sur un même échantillon avant de le passer à l'étuve, on remarque que le point d'arrêt de l'écoulement correspond à un poids constant. Avec un intervalle de confiance restreint (voir Tableau IV).

TABLEAU IV

Poids de l'échantillon à la fin de l'écoulement pour différentes répétitions. Echantillon N° 5.

N° de l'essai	Poids calculés à l'arrêt de l'écoulement en g	Durée d'écoulement
1	587,99	15 mn
2	588,21	18 mn
3	587,91	22 mn
4	587,86	10 mn
5	587,78	10 mn
6	587,94	10 mn
7	588,04	15 mn
8	587,96	11 mn

écart type $\sigma = 0,198$

$t_{7}^{95\%} = 2,36$

Erreur standard $S = \frac{t \sigma}{\sqrt{n}} = 0,16$

Moyenne $P_m = 587,91 \pm 0,16$

En calculant l'humidité correspondante, on voit que l'arrêt de l'écoulement correspond à une humidité constante de l'échantillon (Tableau V).

TABLEAU 5

Résultats à arrêt d'écoulement. Echantillon N° 4.

N° de l'essai	Poids calculés en g à l'arrêt de l'écoulement	Humidité en % en poids, à l'arrêt
1	587,12	23,25
2	586,62	22,75
3	587,02	23,15
4	586,69	22,82
5	586,77	22,90

écart type $\sigma = 0,202$

Erreur standard $S = \frac{t \sigma}{\sqrt{n}} \quad S = 0,251$

Humidité moyenne $h_m = 22,97 \pm 0,25$

Cette humidité qui caractérise un changement de régime dans l'écoulement de l'eau contenue dans l'échantillon et qui est constante pour un même échantillon, correspond donc à une caractéristique physique du sol dont provient l'échantillon. Le but des manipulations sera donc de déterminer l'humidité au point d'arrêt de l'écoulement.

Il convient de vérifier, si à l'arrêt de l'écoulement l'humidité est uniforme dans tout l'échantillon.

Pour cela on découpe verticalement l'échantillon en tranches et on calcule l'humidité de chaque tranche :

exemple : Echantillon N° 1.

L'échantillon d'une hauteur de 3 cm est découpé en 3 tranches.

Tranche 1 supérieure, épaisseur 5 mm :

- poids de terre sèche 18,75 g
- poids de terre humide 23,16 g
- humidité 23,52 % du poids de terre sèche

Tranche 2, épaisseur 13 mm :

- poids de terre sèche 41,69 g
- poids de terre humide 51,53 g
- humidité 23,60 % en poids

Tranche 3 inférieure, épaisseur 12 mm :

- poids de terre sèche 41,45 g
- poids de terre humide 51,22 g
- humidité 23,57 %

Humidité moyenne 23,57 % pour tout l'échantillon.

On a un léger dessèchement dans la couche supérieure, mais dans l'ensemble, la répartition de l'eau ne présente pas de différence significative.

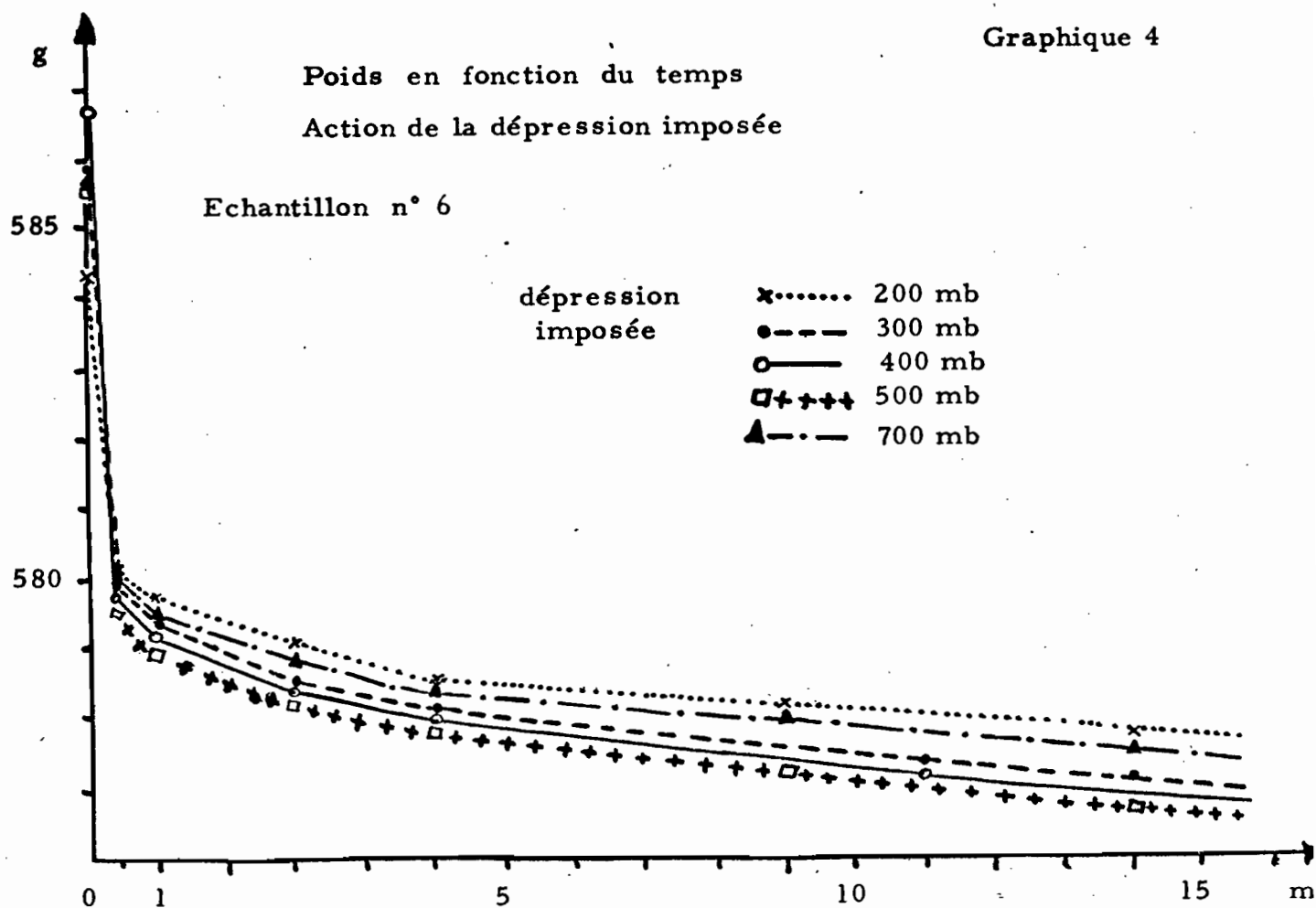
De là il ressort que après arrêt de l'écoulement, l'eau est sensiblement également répartie dans toute l'épaisseur de l'échantillon.

3°) Influence de la dépression imposée

La dépression fixée arbitrairement au début de la manipulation décroît rapidement quand s'accroît l'entrée d'air, puis elle continue à décroître mais plus lentement.

Lors des nombreuses manipulations pratiquées sur les échantillons, nous avons cherché à faire varier la dépression imposée.

Graphique 4



Les courbes de poids en fonction du temps ne sont pas sensiblement différentes et le poids à cessation d'écoulement demeure constant et l'humidité en ce point est indépendante de la dépression imposée du moins entre 200 et 700 mbar.

TABLEAU VI

Influence de la dépression imposée

Echantillon N°	Dépression imposée en m bar	Poids total en g à arrêt d'écoulement	Durée de l'écoulement en mm	Dépression à arrêt de l'écoulement en m bar
5	100	-	-	100
	200	587,99	15'	120
	300	587,96	11'	190
	400	587,86	10'	230
	600	587,94	10'	200
6	200	577,55	20'	100
	300	577,61	9'	230
	400	576,45	23'	200
	500	576,75	15'	210
	700	577,58	15'	210

En principe le temps au bout duquel est obtenu l'arrêt de l'écoulement a tendance à diminuer quand la dépression augmente, mais cela ne se vérifie pas de façon générale.

L'abaissement de la dépression au cours de la manipulation est variable avec l'échantillon, ~~La~~ dépression initiale imposée au régulateur et ~~avec~~ le débit de l'eau dans la trompe.

Pour des dépressions inférieures à 200 mbar, nous n'avons pas obtenu de résultats cohérents, l'écoulement est faible, la dépression demeure égale à la dépression imposée.

La nature de l'échantillon intervient notamment sur la dépression minimum nécessaire, qui doit être supérieure à la pression d'entrée d'air de l'échantillon et de la plaque.

On peut penser également qu'avec certains sols des dépressions trop fortes répétées pourraient provoquer une modification de la porosité. Cela ne se produit pas avec les sols étudiés ici.

Pour ces sols nous choisirons soit 300, soit 400 mbar pour les manipulations ultérieures.

4°) Influence de la saturation initiale

En réalité, le sol n'est pas à saturation complète au début des manipulations. Nous avons pu le déterminer par mesure de la densité apparente et en comparant porosité et humidité en % de volume à saturation.

Echantillon N° 4 :

Poids de terre sèche	100,31 g)	
Volume de l'échantillon	67,94 cm ³)	densité apparente
			da = 1,47

Densité réelle 2,73

Porosité = $1 - \frac{da}{dr} = 46,73$ % en volume

Humidité à arrêt de l'écoulement 22,90 % en poids

Humidité initiale 28,78 % en poids ou 43,30 % en volume

Pourcentage de saturation 90,50 %.

Il était nécessaire de vérifier que l'humidité initiale n'influe pas sur l'humidité à arrêt d'écoulement. Pour l'échantillon N° 4, on a obtenu les résultats suivants : Tableau VII.

TABLEAU VII

Influence de l'humidité initiale. Echantillon 4.

Humidité initiale % de la saturation	Poids total à arrêt d'écoulement en g	Humidité à arrêt d'écoulement en % en poids
96,33	587,12	23,25
93,41	586,62	22,75
92,69	587,02	23,15
89,09	586,69	22,82
90,50	586,77	22,90

En fait le degré de saturation n'intervient pas sur l'humidité à l'arrêt d'écoulement pourvu que l'humidité initiale soit supérieure à celle-ci.

En résumé, le ressuyage d'échantillons de sol non remaniés sous l'action d'une dépression permet d'obtenir une courbe de poids ou de perte d'humidité en fonction du temps et de caractériser un point particulier de cette courbe. Ceci, sans que la valeur de la dépression imposée pour un intervalle de 200 à 700 mbar ne joue et sans être étroitement tributaire du degré de saturation initiale de l'échantillon. Il convient d'essayer d'appliquer ce ressuyage à divers types de sol et de voir si le point particulier ainsi individualisé correspond à une humidité caractéristique du sol en place : sa capacité au champ.

D - APPLICATION ET RESULTATS.

1°) Caractéristiques des sols.

Nous aurions désiré appliquer cette méthode à des sols aussi variés que possible, de façon à couvrir un large éventail des compositions granulométriques. Mais la nécessité de posséder des valeurs de référence issues de l'étude du comportement hydrique du sol en place pendant une saison au moins, nous a obligé à restreindre au maximum le nombre de sols étudiés.

Les sols utilisés proviennent du centre INRA de Versailles, des closeaux C et de Pierre Plate.

Pour ces sols, la capacité au champ a été mesurée par la méthode de RODÉ. Leur granulométrie est très variable : voir Tableau VIII.

Leur teneur en argile notamment varie de 7 à 30 %. Pour le sol de Pierre Plate, nous avons une forte proportion de sable type "sable de Fontainebleau", qui représente 88,15 %. Les sols des closeaux sont constitués essentiellement par des limons des plateaux.

TABLEAU VIII

Caractéristiques des sols utilisés.

Désignation		Pierre Plate	Closeaux C	
couche		40 - 60	40 - 50	10 - 20
matière organique %		0,2	0,67	1,9
argile %		7,05	30,50	19,75
limon %		2,35	20,50	20,25
Sables %	20-50 μ	1,40	6,95	12,05
	50-200 μ	88,15	0,45	2,65
	200-2000 μ	0,85	30,50	26,15
d. a. moyenne		1,50	1,49	1,55
d. r. moyenne			2,74	2,73

Les capacités de rétention mesurées par la méthode de Rodé

sont :

Closeaux C	10 - 20	21,63 %
	40 - 50	23,59 %
Pierre Plate	40-60	16,6 %

2°) Résultats

L'application de la méthode à ces trois types de sols différents a montré que l'on pouvait obtenir pour chacun d'eux des courbes de même allure représentant le poids ou l'humidité en fonction du temps, que l'on obtenait également un point particulier d'humidité caractérisant un changement dans le régime de ressuyage.

Les courbes d'écoulement en fonction du temps (graphique 5) sont de même forme, mais la durée de l'écoulement est d'autant plus longue que la teneur en argile et l'humidité restante sont plus fortes.

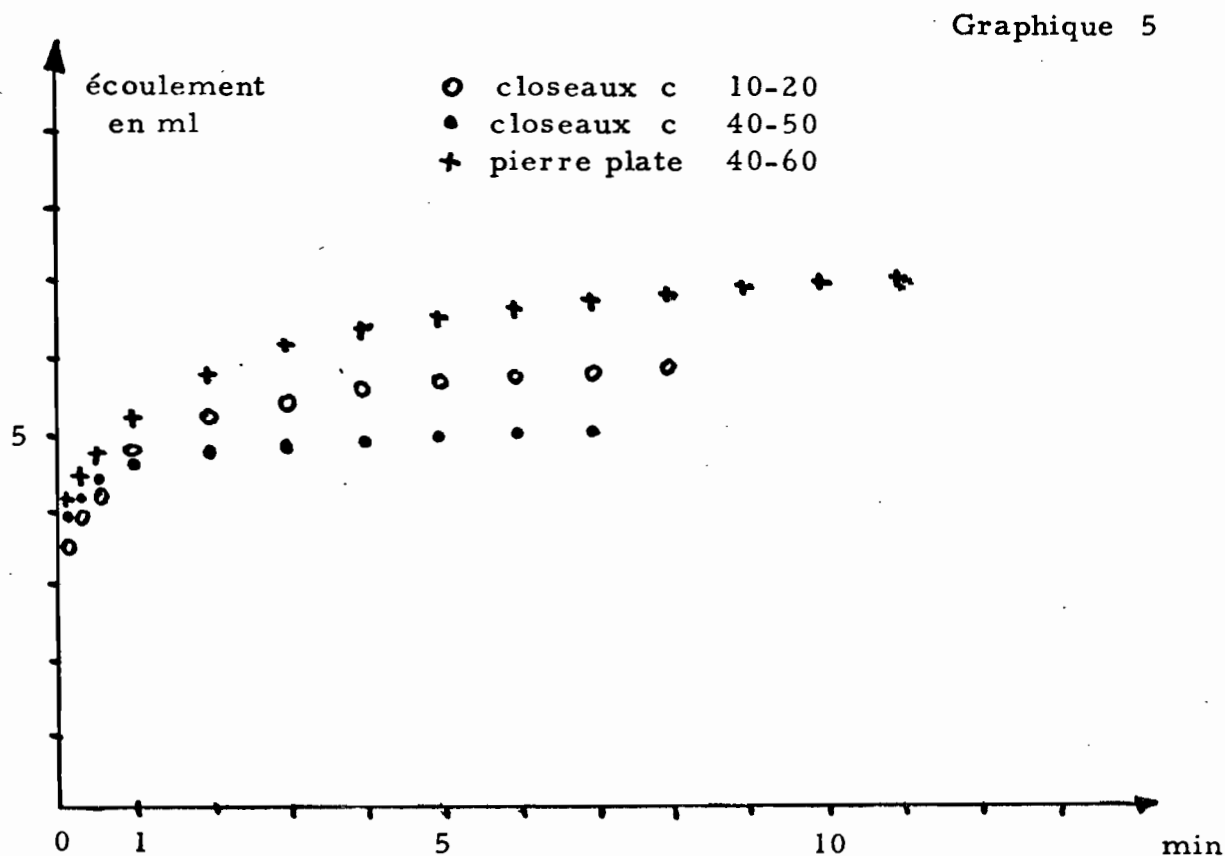


TABLEAU IX - Closeaux C couche 10 - 20

Position	Répétitions	Echantillons				
		1	2	3	4	5
haut h. m. : 22, 30	1	21, 18	23, 05	22, 10	21, 84	22, 83
	2	20, 85	23, 03	22, 80	21, 84	22, 91
	3	21, 13	23, 41	22, 34	22, 67	23, 02
	4	20, 75	23, 06	22, 16	21, 95	23, 08
humidité moyenne en % de poids sec		20, 97	23, 13	22, 35	22, 07	22, 96
d. a.		1, 62	1, 43	1, 47	1, 56	1, 48
humidité moyenne % en volume		33, 97	33, 07	32, 85	34, 42	33, 98
bas h. m. : 22, 83	1	22, 75	23, 54	22, 87	21, 86	23, 01
	2	23, 15	23, 70	22, 85	21, 96	22, 89
	3	22, 82	23, 22	22, 87	21, 96	22, 65
	4	22, 90	23, 64	23, 00	22, 01	22, 99
humidité moyenne % de poids sec		22, 90	23, 52	22, 89	21, 94	22, 88
d. a.		1, 47	1, 42	1, 46	1, 55	1, 37
humidité moyenne % en volume		33, 66	33, 39	33, 41	34, 00	31, 34
durée des écoulements en mn		6 à 7	5 à 9	6 à 8	7 à 10	6 à 8
durée jusqu'à dernière pesée		10 à 11	10 à 14	9 à 11	9 à 14	9 à 12

$$\text{variance totale } \sigma^2 = \frac{\sum n x^2}{n - 1} - \left(\frac{\sum n x}{n - 1} \right)^2 = 0,540$$

$$\text{écart type total } \sigma = 0,734$$

$$t_{40}^{95} = 2,021$$

$$\text{Erreur standard } S = \frac{t \sigma}{\sqrt{n}} = 0,23$$

humidité moyenne pour la couche 10 - 20 $22,56 \% \pm 0,23$

TABLEAU X - Closeaux C couche 40 - 50

Position	Répétitions	Echantillons				
		1	2	3	4	5
Haut hm = 25,28	1	24,12	25,34	24,48	26,81	25,67
	2	24,07	25,41	24,66	26,49	25,42
	3	24,03	25,29	24,43	26,38	25,87
	4	24,39	25,65	24,98	26,61	25,66
Humidité % Poids		24,15	25,42	24,63	26,57	25,65
d. a.		1,51	1,45	1,49	1,44	1,40
Humidité % volume		36,46	36,85	36,69	38,31	35,91
Bas hm = 25,97	1	25,41	25,19	26,28	27,15	25,59
	2	25,39	25,29	26,38	27,01	25,47
	3	25,45	25,25	26,40	27,13	25,37
	4	25,53	25,58	26,78	27,32	25,62
Humidité % Poids		25,44	25,32	26,46	27,15	25,51
d. a.		1,45	1,48	1,43	1,45	1,47
Humidité % volume		36,98	37,67	37,94	39,42	37,55
Durée des écoulements en mn		5 à 7	5 à 7	5 à 7	5 à 7	5 à 7
Durée jusqu'à dernière pesée		9 à 11	9 à 11	9 à 12	9 à 11	9 à 11

$$\text{variance totale } s^2 = \frac{\sum n x^2}{n-1} - \left(\frac{\sum n x}{n-1} \right)^2 = 0,804$$

$$\text{écart type } \sigma = 0,896$$

$$\text{Erreur standard } S_m = \frac{t \sigma}{\sqrt{n}} \quad t_{40}^{95} = 2,021$$

$$S_m = 0,28$$

humidité moyenne pour la couche 40 - 50 $25,63 \pm 0,28 \%$

TABLEAU XI - Pierre Plate couche 40 - 60

Position	Répétitions	Echantillons				
		1	2	3	4	5
haut hm = 18,80	1	19,31	19,39	18,73	18,23	19,49
	2	20,01	19,07	18,53	17,81	19,19
	3	19,25	19,04	18,60	17,99	19,22
	4	18,69	18,54	18,14	17,56	19,21
Humidité % Poids		19,31	19,01	18,50	17,89	19,27
d.a.		1,57	1,60	1,64	1,63	1,58
Humidité % volume		30,31	30,41	30,34	29,33	30,44
bas hm = 18,35	1	19,12	17,61	18,89	18,97	18,75
	2	19,39	17,22	18,44	18,49	18,25
	3	18,86	17,40	18,54	18,70	17,86
	4	18,76	17,22	18,46	18,49	17,60
Humidité % Poids		19,03	17,36	18,58	18,66	18,11
d.a.		1,62	1,64	1,63	1,62	1,60
Humidité % volume		30,82	28,47	30,28	30,22	28,97
durée des écoulements mn		8 à 12	11 à 14	10 à 13	9 à 12	11 à 13
durée jusqu'à dernière pesée		12 à 15	14 à 19	14 à 17	12 à 15	14 à 17

$$\text{variance totale } \sigma^2 = \frac{\sum n X^2}{n-1} - \left(\frac{\sum n x}{n-1} \right)^2 = 0,4486$$

$$\text{écart type total } \sigma = 0,67$$

$$t_{\frac{95}{40}} = 2,021$$

$$\text{erreur standard } S_m = \frac{t \sigma}{\sqrt{n}} = 0,21$$

$$\text{humidité moyenne pour la couche 40 - 60 } 18,57 \pm 0,21 \%$$

On voit que par la méthode de BOUYOUCOS on obtient des résultats supérieurs.

	Closeaux C		Pierre Plate
	10 - 20	40 - 50	40 - 60
Méthode Bouyoucos	22,56	25,63	18,57
Méthode Rodé	21,63	23,59	16,60

Le fait que la valeur obtenue soit toujours supérieure à la valeur de référence nous a conduit à penser que cet écart était dû non à la méthode elle-même, mais à une source d'erreur introduite systématiquement.

M. FEODOROFF et GAY ont mesuré les humidités de différentes couches simultanément sur des échantillons prélevés avec la sonde à anneaux et avec la sonde utilisée dans la méthode de RODE.

Les résultats montrent un écart systématique entre les deux sondes. La petite sonde utilisée pour la détermination des paliers donnant une valeur inférieure en valeur absolue de 1,8 %.

On peut donc penser que les valeurs de référence sont sous-estimées et donc que les valeurs obtenues par la méthode de "BOUYOUCOS" correspondent bien à la capacité au champ.

CONCLUSION

L'application de la méthode dite de "BOUYOUCCS" à des échantillons de sol non remaniés permet l'élimination de l'eau gravitaire de façon rapide et aisée et la détermination de la capacité de rétention.

Les résultats montrent une bonne correspondance entre les valeurs mesurées et les valeurs de référence données par la méthode de RODE.

La méthode qui est rapide et simple n'exige pas une saturation absolument totale au départ. La dépression imposée ne semble pas jouer de rôle du moins dans un intervalle assez large. La méthode paraît donc intéressante pour la mesure au laboratoire de la capacité de rétention.

Il conviendrait cependant de pouvoir la tester encore sur des sols très variés.

BIBLIOGRAPHIE

- BETREMIEUX R. et FEODOROFF A. - 1964 - Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ. 8th International Congress of Soil Science. Bucarest, V 1-42, p. 387-395.
- BOURDON D. et HENIN S. - 1950 - La capacité des sols pour l'eau. Sa mesure au laboratoire et dans le sol en place. C.R. Ac. d'Agriculture de France, p. 50-54.
- BOUYOUCOS G.J. - 1929 - A new, simple, and rapide method for determining the moisture equivalent of soils and the role of soil colloids on this moisture equivalent. Soil Science, vol. 27.
- FEODOROFF A. - 1965 - Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Thèse, Paris.
- FEODOROFF A. - 1965 - Comportement de l'eau dans le sol. B.T.I., n° 201, juillet-août 1965, p. 3-8.
- FEODOROFF A. - 1967 - Capacité de rétention et pF. Communication à l'A.G. de l'Association Française pour l'étude du sol. Paris, Mars 1967 (inédit), p. 29-34.
- FEODOROFF A., BALLIF J.L., GAY P., 1967 - Mesure de la capacité normale de rétention par la méthode de ressuyage, en utilisant des échantillons non remaniés. Rapport interne. Laboratoire des Sols, CNRA, Versailles.
- FEODOROFF A. - 1969 - Infiltration et problèmes agronomiques. Quelques approches expérimentales. Communication au comité technique de la Société Hydrotechnique de France. La Houille Blanche, N°8, 1969, p. 869-883.
- FEODOROFF A., ARNOUX J., LECONTE M., 1969 - Une définition du "palier" de teneur en eau. C.R. de la Réunion de Fontainebleau, SPEPE, Paris.
- GRAS R. - 1962 - Quelques observations sur les relations entre les propriétés physiques du sol et la croissance du pêcher dans la Vallée du Rhône entre Vienne et Valence. Ann. Agr., 13, N° 2, p. 359-370.

- HENIN S., 1970 - Cours de physique du sol aux élèves pédologues de l'ORSTOM. (inédit, notes personnelles).
- RODE A.A., 1965 - Fondements de la connaissance sur l'eau du sol. Traduit par V.V. Yagello, Leningrad.
- SALTERS P.J. and WILLIAMS J.B. - 1965 - The influence of texture on the moisture characteristics of soils. Journal of Soil Science, 16, N° 1, p. 1-15.
- STAKMAN - 1966 - Détermination of pore size by the air pressure method, Wageningen Symposium, June 1966, "Water in the unsaturated zone".

Cornet Antoine.

Méthodes de détermination de la capacité de rétention en eau du sol.

sl : sn, 1971, 36 p. multigr. Mém. DEA : Biol. Végétale : Ecologie : s.l. :
juin 1971