



Evolution de la porosité des sols argileux du Bas Cheliff sous contraintes salines

Saidi Djamel

E-mail : djamal_saidi@yahoo.Fr

Faculté des Sciences Agronomiques et des Sciences Biologiques, Université Hassiba Ben Bouali de Chlef, BP151, Chlef, Algérie

Résumé

Les variations de la porosité des sols salins et sodiques de texture argilo - limoneuse ont été étudiées par différentes méthodes (porosimétrie au mercure, mesure de l'infiltration, rétention en eau, observation microscopique). Les résultats montrent que les conditions salines permettent d'augmenter le volume poral total (V_T) des agrégats. Ainsi, une contrainte saline de 53 % d'ESP provoque une augmentation du volume poral total de 63,4 %. Les courbes de distribution des diamètres de pores révèlent en outre, l'existence de trois volumes poraux distincts V_A , V_B , V_C correspondant respectivement aux volumes poraux structuraux, lacunaires et argileux. Les deux premiers volumes poraux varient linéairement avec le pourcentage du sodium échangeable, contrairement à celui de la phase argileuse. Les résultats relatifs à l'influence de l'ESP sur l'évolution des volumes poraux montrent que $V_C > V_A > V_B$ avant que le seuil de 11% d'ESP soit atteint. Lorsque ce seuil est atteint et/ou dépassé, la tendance s'inverse et donne lieu au classement $V_A > V_B > V_C$ ainsi qu'à une stabilisation de l'infiltration finale des sols témoignant d'une extension complète de la croûte sédimentaire.

Les observations des lames mince à l'échelle de l'agrégat montrent que l'organisation microstructurale du sol évolue de l'assemblage régulier vers un assemblage irrégulier. Cette structure irrégulière est une réorganisation des particules minérales à cause des mécanismes de désagrégations associés aux conditions salines en formant des microhorizons.

Mots clés : Porosité ; structure ; infiltration ; salinité ; sodicité.

Abstract

Porosity variations of the saline and sodic loamy clay soil have been studied by several approach methods (mercury porosity, final infiltration, water retention, microscopic observation). The main results show first that the saline conditions permit to increase the volume total poral (V_T) of aggregations. Indeed, a saline constraint of 53% of ESP causes an increase of the volume total poral of 63,4 %. The curves of distribution of pore diameter reveal the existence of three different porous volume V_A , V_B , V_C corresponding respectively to structural, lacunar and clayey pores. Results showed also that structural and lacunar porosity was linearly related to ESP (exchange sodium percentage). This was not the case for the clay porosity, which decrease with the salinity and sodicity. The results relative to the influence of the ESP on the evolution of this pores volumes show, before reaching the level of 11% of ESP that $V_C > V_A > V_B$. When this level is reached and/or is over, the tendency reverses resulting on the ordering $V_A > V_B > V_C$ as well as to stabilization to the level of the final infiltration of soils corresponding to a complete extension of the sedimentary crust.

The micro morphological observation of the thin section at the aggregate level show that the micro structural organization of the soil surface changes from a regular to irregular assembly. This regular structure is a reorganization of mineral particles due to breakdown mechanisms associated with saline conditions by forming micro horizons.

Key words: Porosity; structure; infiltration; salinity; sodicity

1. Introduction

L'analyse de la porosité du sol repose fréquemment sur l'hypothèse distinguable à partir de deux compartiments poraux d'origines différentes [1; 2]. La porosité structurale résulte de l'action d'agents extérieurs (facteurs

climatiques, organismes vivants, travaux agricoles). La porosité d'origine texturale résulte de l'assemblage des particules élémentaires. On considère généralement que la porosité texturale varie essentiellement en fonction de la nature des particules élémentaires (granulométrie et

minéralogie) et de l'état hydrique. Cette porosité texturale peut elle-même être décomposée en deux sous compartiments [3; 4] : la porosité lacunaire, de dimension plus proche de celle du squelette limoneux ou sableux, est due à l'assemblage de la phase argileuse avec les grains du squelette, et la porosité de la phase argileuse qui résulte de l'assemblage des particules fines entre elles.

Lorsqu'un sol est soumis à des contraintes salines, les deux compartiments structuraux et texturaux sont affectés de façon différente. Aux échelles microscopiques et mésoscopiques, la porosité des sols est dépendante de la fraction argileuse et de l'histoire des contraintes subies par le sol [5 ; 6 ; 7], excepté dans le cas des sols sableux [8] et de certains sols limoneux [9], où le compartiment textural n'est généralement pas modifié. En ce qui concerne les argiles, [5] ont montré qu'une contrainte sodique de 10 à 80 % d'ESP (Exchange Sodium Percent) provoque, en particulier, une augmentation de la porosité de la montmorillonite du Wyoming de 0.5 % à 18 %.

Ce travail a pour objectif de cerner les variations du spectre poral des sols des plaines du Cheliff qui sont de texture argileuse à argilo limoneuse et qui présentent des conditions salines très variables. Les variations de la porosité et de la distribution de la taille des pores sont étudiées par une analyse en porosimétrie à mercure et sont comparées aux observations microscopiques et aux mesures de comportements hydriques.

2. Matériels et méthodes

2.1. Caractérisations des échantillons étudiés

Sept (7) échantillons ont été prélevés des horizons de surface des sols du Bas Cheliff qui présentent des caractéristiques soit de sols peu évolués, soit de sols halomorphes [10]. Ces sols ont une forte instabilité structurale [11]. L'échantillonnage a été réalisé afin de couvrir une large gamme, aussi bien des niveaux de salinité (exprimée par la conductivité électrique de l'extrait de pâte saturée en dS/m à 25°C, et notée CE) que de la sodicité (exprimée par le taux de saturation en sodium échangeable en % de la capacité d'échange cationique, et notée ESP (Exchange Sodium Percent)).

Les caractérisations des échantillons portent sur l'analyse granulométrique effectuée par la méthode internationale à la pipette de Robinson, sans décarbonatation après dispersion à l'hexamétaphosphate de sodium. La teneur en carbone organique est déterminée par oxydation sulfochromique. Le pH du sol est mesuré dans une suspension terre/eau de 1/2,5. Le calcaire total est obtenu par volumétrie à l'aide du calcimètre de Bernard. Les surfaces spécifiques ont été mesurées par adsorption de l'Éthylène Glycol Mono Ethyle Ether (EGME) [12]. La capacité d'échange cationique et l'extraction des cations échangeables ont été déterminées

à un pH très proche de celui du sol par échange avec du chlorure de cobaltihexammine [13]. Elles ont été réalisées au niveau du laboratoire accrédité d'analyse de l'INRA d'Arras (France). Ces méthodes sont normalisées [14].

Par la suite, des volumes non perturbés de dimensions décimétriques ont été choisis. Avant chaque série de déterminations, les échantillons ont été fragmentés à la main en mottes de quelques centimètres cubes de volumes pour lesquels l'organisation naturelle a été conservée.

2.2. Préparations des lames minces

Les échantillons naturels, non perturbés et prélevés à la surface du sol sous forme de mottes ont été séchés à l'air et imprégnés dans une résine polyester non miscible à l'eau diluée à 30 % par du styrène. Cette technique est utilisée pour la fabrication des lames minces suivant la méthode de [15]. Les dimensions des lames minces réalisées sont de 45 mm x 60 mm. Elles sont non polies et non recouvertes. Ces lames minces sont étudiées sur la base des photogrammes à un niveau d'organisation accessible au microscope optique polarisant. Elles sont décrites suivant [16].

Cinq microstructures ont été choisies. Elles représentent des états d'organisation structurale de surface des sols couramment rencontrés dans les échantillons du Cheliff. Parmi eux, deux microstructures de croûtes (structurale et sédimentaire) de sols salés et sodiques sont traitées.

2.3. Porosimétrie au mercure

La porosité de ces mottes a également été étudiée en porosimétrie au mercure [17 ; 4 ; 18]. Les mesures portent sur des fragments des massifs séchés au préalable à l'étuve pendant 24 h à 105 °C puis forcés à travers des tamis pour obtenir des agrégats pesant environ 1.5 g .

L'appareil utilisé est un porosimètre de type (Micromeritics Pore Sizer 9310). Il permet d'exercer une pression d'intrusion variant de 0,003 à 200 MPa, correspondant à des diamètres équivalents de 0,006 à 400 µm. L'angle de raccordement du mercure est fixé à 130° et la tension superficielle à 4,84 N m-1. Chaque analyse a été programmée pour permettre d'effectuer 53 intrusions de mercure. Le mercure est un liquide non mouillant, formant au contact de la plupart des matériaux minéraux un angle de raccordement supérieur à 90°. L'introduction du mercure dans des matériaux poreux se fait donc par application d'une certaine pression (P), en assimilant un pore à un capillaire ; la pression exercée pour remplir celui-ci est donnée par la loi de Laplace :

$$P = 4\gamma\cos\alpha / d$$

P = pression exercée

γ = tension superficielle du mercure (0,484Nm-1)

α = angle de contact entre le mercure et la paroi du pore,

d = diamètre du pore (μm).

Dans cette étude, les volumes de mercure introduits dans les cellules sont mesurés à l'équilibre pour chaque pas de pression. Les résultats sont représentés sous la forme de courbes du volume cumulé de mercure introduit ($\text{mm}^3 \cdot \text{g}^{-1}$) en fonction du diamètre de pores équivalent (μm). Les mesures ont été reproduites en deux fois.

2.4. Mesure de l'infiltration du sol sous pluie simulée

Les averses artificielles ont été mises en oeuvre à l'aide d'un dispositif d'aspersion. Le simulateur de pluie est de type IRD (ORSTOM) [19]. Il est constitué d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour pyramidale de 4 mètres de haut et protégé de l'action du vent par une bâche amovible. L'aspersion est assurée par un gicleur calibré, monté sur un bras oscillant dont le mouvement est imprimé par un moteur électrique. Cet infiltromètre à aspersion permet de simuler des pluies d'intensités contrôlables sur une placette de 1 m^2 . La gamme d'intensité disponible varie de 20 à 150 $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$. Le protocole de simulation comprend plusieurs essais pluvieux d'une intensité moyenne de $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ pendant 90 minutes, soit 45 mm de précipitation. Cette dernière est obtenue avec un réglage de la pression de 1,7 bars au niveau du gicleur et elle correspond bien à celle rencontrée dans la zone d'étude pour un événement pluvieux naturel de récurrence décennale.

Le dispositif, qui permet de travailler à l'échelle d'un massif d'agrégats et à succion imposée, est préconisé dans les modèles conçus par [20 ; 21]. Le cylindre plastique de 5cm de diamètre, reçoit environ 120g d'agrégats secs de taille 3-5mm à la densité apparente de $1,5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, qui forment une couche d'épaisseur 40 mm sur une couche de sable épaisse de 10mm. En considérant que la densité moyenne de la fraction solide du sol est de $2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$, le volume des pores du lot d'agrégats dans le cylindre serait de 45 cm^3 . Les cylindres sont transparents afin de pouvoir contrôler visuellement l'humectation. Ils sont perforés à leur base pour permettre l'évacuation de l'eau et la mesure de l'infiltration. Les échantillons sont d'abord saturés par la base. Ils sont ensuite exposés à une pluie simulée (eau permutée) jusqu'à ce que le taux d'infiltration stabilisée soit obtenu. Le flux d'eau passant à travers l'échantillon est mesuré toutes les 5 minutes et désigne le volume d'eau infiltré par unité de temps. Le rapport entre l'infiltration finale et l'intensité de pluie qui correspond au coefficient d'infiltration finale (CIF) est calculé pour chaque essai. Les conditions standard du fonctionnement du simulateur pour chaque épisode pluvieux sont étalonnées et vérifiées. Trois répétitions ont été utilisées pour chaque échantillon traité.

3. Résultats

3.1. Les caractéristiques des échantillons

Les caractéristiques physico-chimiques des 7 échantillons sélectionnés sont rapportées dans le tableau 1. Les sols étudiés possèdent une teneur en argile supérieure à 40 % et ont une texture argilo limoneuse. Ils sont calcaires, donc basiques, avec des teneurs en matière organique comprises entre 0,5 et 3%. Les valeurs de la conductivité électrique de l'extrait pâte saturée sont comprises entre 2 et 41dS/m, et la gamme des taux de sodium échangeable des échantillons destinés à l'étude de la porosité et du comportement physique varie de 3 à 53 % ESP. Les valeurs de la CEC au chlorure de cobaltihexammine varient de 17 à 21 Cmol^+/kg .

La fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ des échantillons appartient au faciès caractéristique des illites avec un mélange de minéraux argileux de type smectite, kaolinite et chlorite [22]. La surface spécifique des fractions argileuses varie de 310 à 360 m^2/g .

3.2. Les observations microscopiques

L'observation des lames minces en microscopie optique des échantillons conservés a permis de décrire l'organisation microstructurale. Celle-ci, traduit la distribution et la localisation des micro agrégats dans la matrice solide, l'assemblage des agrégats et les formes de porosité.

Nous observons dans la planche 1 de la figure 1 qu'un agrégat de sol est constitué par un assemblage de plusieurs agrégats de plus petite taille. Cet assemblage est orienté de façon régulière selon la taille des microagrégats. L'observation révèle l'existence de pores visibles en lumière naturelle et en lumière polarisée dont les caractéristiques morphologiques sont liées à la taille des agrégats initiaux. Une distribution hétérogène de la taille des particules aurait conduit à un assemblage plus compact.

L'observation microscopique dans la planche 2 au niveau de la figure 1 montre aussi que les agrégats sont disloqués en dégageant des microagrégats de différentes tailles. Il s'agit d'une disjonction du squelette et du plasma à travers l'éclatement des agrégats. Ce mécanisme est lié au piégeage de l'air au sein de la porosité lors de l'humectation brutale.

Les observations des lames minces indiquent aussi la présence de vésicules qui sont liées au piégeage de l'air

Tableau 1 Caractéristiques physico-chimiques des échantillons étudiés

Echantillons	Argile %	Limon %	Sable %	Surface Spécifique m ² /g	Matière Organique %	pH	CEC Cmol ⁺ /kg	CaCO ₃ %	CE dS/m	ESP %
MI	46	35	19	325	3,38	8,24	20,2	20,9	1,93	
MII	44	41	15	324	1,95	8,15	17,7	20,7	3,83	5,0
MIII	44	42	14	321	2,54	8,15	17,1	19,6	4,25	8,2
MIV	47	38	15	335	1,90	8,00	20,8	17,5	18,41	11
MV	43	41	16	316	2,37	8,20	18,5	19,4	20,70	27
MVI	41	45	14	310	2,30	8,03	19,3	22,1	32,53	40
MCR	45	46	9	360	0,53	8,33	19,7	8,0	41,33	52

intra agrégats. Les vides constitués avec les microagrégats détachés tracent un chemin sinueux. Il s'agit de vides interconnectés qui forment une porosité en chenal. Parfois, le colmatage des particules fines entre elles et entre les accumulations salines forme des vides relativement importants mais isolés sans communication entre eux, entraînant par conséquent une faible perméabilité.

Sous l'action des pluies, la structure de la couche superficielle évolue vers une croûte structurale. Elle résulte d'une réorganisation in situ des fragments (microagrégats) et particules produits par éclatement et désagrégation mécanique, sans déplacements importants ni tri granulométriques. Une coalescence des particules résultantes et un colmatage interstitiel forment des microagrégats de tailles < 200µm. L'accumulation des grains de quartz disjoints sont observés en lumière naturelle et en lumière polarisée (figure 1, planche 4).

Les observations des lames minces (figure 1, planche 5) montrent la présence de microhorizons représentés par des accumulations alternées de particules fines et grossières sous formes de strates (organisation stratifiée). Ils sont très visibles en lumière naturelle et en lumière polarisée. Cette forme atteste de l'état de dégradation atteint par la surface avec formation d'une croûte de dépôt. Ce dépôt en strates superposées suggère qu'il a pour origine la mise en suspension, le transport et le dépôt en phase liquide de particules solides de diverses tailles [23 ; 24 ; 25]. Les mécanismes en cause sont essentiellement la dispersion et la désagrégation mécanique. En profondeur, nous observons quelques agrégats de petite taille ayant conservé leur structure mais ils sont pratiquement soudés par des fines particules. L'observation microscopique en lumière polarisée permet de différencier les vides, les espaces poraux et les accumulations salines. Les phases salines solides sont localisées dans les interstices des fentes de retraits, dans les fissures et dans le plasma argileux.

3.3. La porosimétrie au mercure

Elle met en évidence l'augmentation du volume poral total (V_T) des agrégats lorsque la contrainte de la phase

saline s'élève (tableau 2). Le volume poral total (V_T) augmente de 11,6 % à 63,4 % en concomitance d'une augmentation de 5 à 53 % de sodium échangeable. La porosimétrie au mercure fournit le spectre poral des échantillons déshydratés. Les courbes d'intrusion de mercure font apparaître l'existence de trois volumes poraux distincts V_A , V_B , V_C correspondants à trois entrées successives de mercure (figure 2).

En effet, pour des mottes provenant des zones présentant différents états de salinité et de sodicité, ces trois volumes poraux correspondraient selon [7] aux volumes poraux structuraux, lacunaires et argileux respectivement.

L'analyse des courbes de distribution indique que le volume poral est accessible à un diamètre de constriction compris entre 320 et 5,6 µm pour le volume structural, entre 5,6 et 0,18 µm pour le volume lacunaire et entre 0,18 et 0,006 µm pour le volume de la phase argileuse.

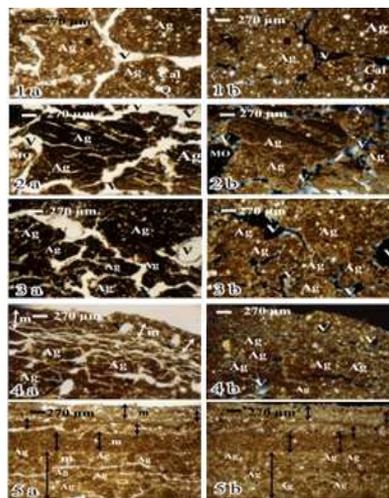


Fig. 1 : La microstructure du sol et l'organisation de la couche de surface

Planche 1 : Photogramme de l'assemblage des microagrégats

Planche 2 : Photogramme d'une microstructure fragmentaire

Planche 3 : Distribution des microagrégats et formation des pores structuraux

Planche 4 : Micro horizons caractéristiques du faciès de croûte structurale

Planche 5 : Micro horizons caractéristiques du faciès de croûte sédimentaire

a : Observation en lumière naturelle, b : lumière polarisée

Cal : calcite ; MO : matière organique ; m↑: microhorizons ;

Abréviations : Ag : microagrégats ; V : vide ou pore ; Q : quartz ;

Tableau 2 : Volume poral total (V_T) et volume poraux élémentaires V_A , V_B et V_C déterminés en porosimétrie au mercure sur des agrégats de sols soumis à des contraintes salines.

Contraintes salines		Volumes poraux distincts						Volume poral total	
Salinité (CE)	Sodicité (ESP)	V_A		V_B		V_C		V_T	
dS/m	%	cm ³ /g	%	cm ³ /g	%	cm ³ /g	%	cm ³ /g	%
1,93	3,27	0,044	25,04	0,037	20,87	0,095	54,14	0,175	0,00
3,83	5,05	0,058	29,71	0,047	24,08	0,090	46,21	0,195	11,59
4,25	8,2	0,062	31,96	0,049	25,06	0,084	43,03	0,194	11,07
18,41	11,24	0,077	35,52	0,056	26,09	0,083	38,39	0,216	23,59
20,7	26,7	0,099	41,05	0,063	26,26	0,079	32,70	0,241	37,60
32,53	39,6	0,111	41,22	0,094	34,80	0,065	23,98	0,270	54,23
41,33	52,5	0,134	47,03	0,105	36,63	0,047	16,34	0,286	63,38

Ces valeurs sont proches de celles enregistrées par [7]. Il apparaît dans la figure 3 que la porosité structurale et lacunaire augmente avec la salinité alors que la porosité de la phase argileuse diminue. Pour une valeur d'ESP inférieures à 11%, la porosité structurale est inférieure à la porosité de la phase argileuse. C'est l'inverse pour des valeurs d'ESP supérieures à 11%.

Le volume poral structural augmente de 5 à 22 % et le volume poral lacunaire de 3 à 16 % lorsque la contrainte sodique augmente de 5 à 53 % d'ESP et la contrainte saline de 4 à 41dS/m (tableau 2). La porosité de la phase argileuse diminue en revanche, de 16 à 38 % sous la même contrainte.

A priori, dans les conditions salines moins sévères (CE < à 18 dS/m et ESP < 15 %), la porosité de la phase argileuse est plus importante que la porosité structurale et lacunaire selon l'ordre de classement suivant ($V_C > V_A > V_B$). Elle est par contre, moins importante ($V_A > V_B > V_C$) lorsque les contraintes deviennent très sévères (CE > 18 dS/m et ESP > 15%). Ces résultats nous permettent de proposer un seuil, en terme d'ESP, pour caractériser l'organisation de l'état structural du sol.

3.4. Régime d'infiltration

Afin de pouvoir comparer les régimes d'infiltration, nous les avons représentés en fonction de l'ESP à l'aide d'une relation puissance.

$$\hat{I}(f) = \alpha x^{-\beta}; \beta > 0.$$

$\hat{I}(f)$ est l'infiltration estimée ; x est la valeur de l'ESP, α et β sont des constantes qui indiquent dans l'ordre l'infiltration finale à la valeur de 1 % d'ESP et le taux de décroissance du régime d'infiltration finale en fonction de l'ESP. Pour évaluer le comportement hydrodynamique de surface, l'emploi du taux de décroissance est opportun β car il est d'autant plus élevé que la décroissance de l'infiltration est

grande. Ce paramètre β pourrait constituer un critère de diagnostic du comportement in situ du sol.

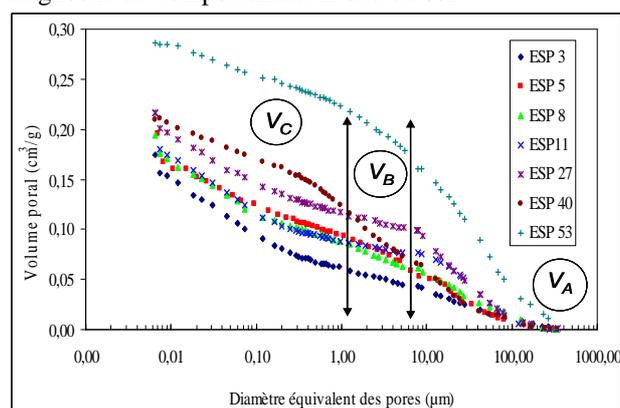


Fig. 2. Distribution du volume poral cumulé, obtenue en porosimétrie au mercure avec des agrégats de différentes phases salines, en fonction du diamètre équivalents des pores.

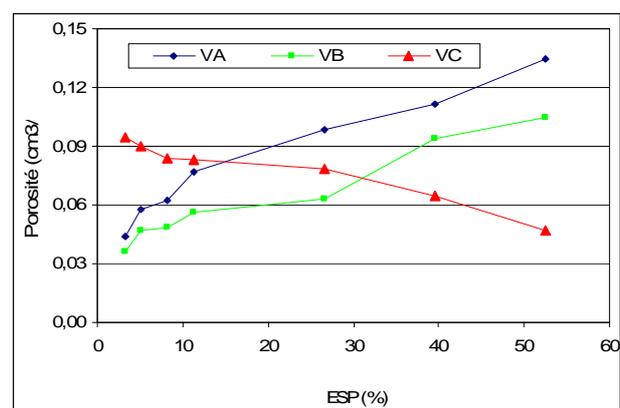


Fig.3. Relation entre les volumes poraux des matériaux affectés par la contrainte saline.

La courbe d'infiltration obtenue (figure 4) présente une diminution marquée pour les ESP faibles. Elle atteint ensuite un palier, quelle que soit la valeur de l'ESP.

L'analyse de cette courbe, établie sur des sols à différents niveaux de salinité et de sodicité, indique que dans les conditions supposées moins sévères ($CE < 18$ dS et $ESP < 15$ %), le régime d'infiltration finale baisse de 50 %. Il y a bien par conséquent, une influence de la résistance propre des agrégats à l'action de la pluie sur l'abaissement de l'infiltration finale de la couche. Cette décroissance intervient pendant le déclenchement du processus de dispersion lors de la désagrégation. Dans les conditions sévères, l'infiltration finale baisse de 60 % et se stabilise à 63 %. Dans notre cas, la limite entre ces deux phases coïncide bien avec la valeur de 11 % d'ESP, valeur au delà de laquelle la courbe tend vers un palier.

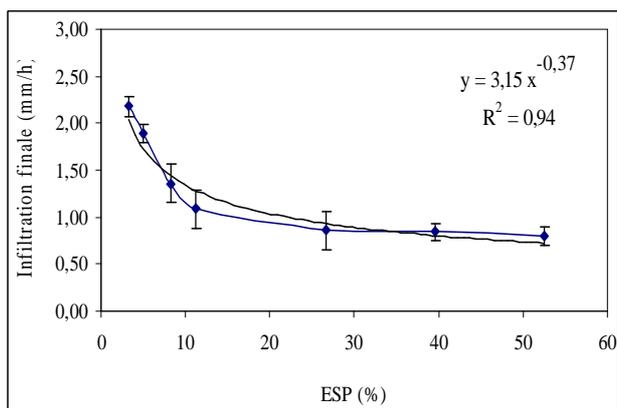


Fig. 4. Influence de l'ESP sur le régime d'infiltration en régime saturé

4. Discussion

La démarche adoptée au cours de cette étude repose sur l'hypothèse selon laquelle l'espace poral du sol se compose de trois ensembles de pores d'origine différente. Les vides observables sont de taille et de morphologie très variables : la porosité structurale, lacunaire et la porosité de la phase argileuse. C'est principalement cette dernière qui reflète le contrôle de l'état physique des sols cultivés [1]. La phase argileuse est suffisamment abondante dans les sols du Cheliff pour assurer une continuité entre les grains de quartz. Les pores fins résultent de l'assemblage de la phase argileuse et des grains de quartz. Ils correspondent aux vides lacunaires définis par [4] et [26]. Les autres pores, c'est à dire ceux de taille plus grande, ces pores observés dans la figure 1, qui délimitent les éléments structuraux (planche 1), font appel à la porosité structurale. La qualification fait référence à une échelle particulière de la structure [2].

L'influence des conditions salines dans les sols des régions arides et semi arides génère un volume de pores supplémentaires d'origine lacunaire et structurale. Les pores lacunaires issus de l'interaction argile squelette ne sont pas repérables au microscope optique. Les pores structuraux développent, par contre, des fissures ou des microfissures qui sont discernables sur les deux planches 5 et 6 de la figure 1. C'est la porosité de fissure ou de dessèchement.

Cependant, les résultats de l'analyse quantitative du système poral du sol montrent que selon les conditions salines, chacun de ces trois groupes de pores est susceptible, à des degrés divers, de modifications profondes. La recherche de corrélation simple permettra d'identifier le niveau de liaison de certains paramètres étudiés (tableau 3). Les coefficients de corrélation sont très proches et dépassent la valeur de 0,80.

Tableau 3

Matrice de corrélation linéaire entre la phase saline, la porosité et les paramètres hydrodynamiques.

	CE	ESP	VT	VA	VB	VC	IF
CE	1,00						
ESP	0,97	1,00					
VT	0,98	0,98	1,00				
VA	0,98	0,98	0,99	1,00			
VB	0,97	0,98	0,98	0,97	1,00		
VC	-0,95	-0,97	-0,95	-0,96	-0,98	1,00	
IF	-0,85	-0,80	-0,87	-0,88	-0,80	0,78	1,00

La salinisation et la sodisation dans les sols de la région du Cheliff entraînent une diminution de la stabilité structurale des agrégats. Elles provoquent une modification de l'organisation du système poral des échantillons des horizons superficiels et l'apparition de pellicules à la surface du sol sous l'effet de l'impact des gouttes de pluie (figure 1, planches 5 et 6). Ces deux facteurs expliquent la fermeture de l'état de surface.

La variation du régime d'infiltration finale des échantillons au cours de l'averse (figure 4) entraîne l'enchaînement de deux phases. La première phase correspond aux conditions moins sévères ($CE < 18$ dS/m et $ESP < 15$ %) où l'infiltration finale diminue progressivement. Dans la seconde phase, le régime d'infiltration finale évolue lentement jusqu'à une stabilité limite. Cette étape de décroissance marquée s'achève avec l'extension complète de la croûte comme le soulignent [27]. Il y'a dans ce cas une simultanéité entre l'extension de la croûte et l'abaissement marquée de l'infiltrabilité.

Les conditions salines sévères influencent fortement le comportement hydrodynamique du massif d'agrégat. L'infiltration en régime saturé dans les conditions salines évolue conjointement avec l'évolution des volumes poraux, ainsi qu'avec la réorganisation de la surface du massif, qui coïncide nettement avec la fermeture de l'état de surface.

L'étude micro morphologique de ce processus illustre l'individualisation de plusieurs microhorizons superposés. Cette organisation est typique des croûtes structurales (figure 1, planche 4) et des croûtes sédimentaires (figure 1, planche 5). Elles ont été décrites et caractérisées par [23] et [28]. Ces auteurs ont montré que l'évolution du régime d'infiltration dépendait principalement des réorganisations de surface.

5. Conclusion

Il s'avère, à l'issue des résultats obtenus, que la limite entre la porosité structurale et la porosité texturale n'est pas aussi nette que l'on admet généralement. L'utilisation de la technique de porosimétrie à mercure, a permis de compartimenter la porosité texturale en deux. Une porosité interne à la phase argile, dont les pores sont de diamètres très petits, et une porosité de lacunes de dimensions plus proches de celle du squelette du limon ou du sable. Ces lacunes sont générées par l'interaction argile squelette dans le processus d'arrangement des particules qui déterminent la porosité texturale.

Lors de conditions salines sévères, les modifications semblent être très locales. Elles affectent toutefois, profondément le comportement des pores structuraux, lacunaires et de la phase argileuse dont la plupart sont accessibles en porosimétrie au mercure. En effet, les pores structuraux et lacunaires évoluent progressivement avec l'ESP, car ils développent presque les mêmes volumes, contrairement aux pores de la phase argile.

Les résultats obtenus pour les sols à texture argileuse et argilo limoneuse suggèrent qu'en raison de leur très faible stabilité structurale à l'état humide, l'augmentation de l'ESP provoque une fragmentation des agrégats par éclatement suivie de la dispersion physico-chimique des particules argileuses. Ces mécanismes sont responsables de l'augmentation du volume poral lacunaire et structural. Par contre, un effet inverse apparaît lors de l'augmentation de l'ESP qui provoque une division des particules argileuses et par conséquent, une réduction du volume poral de la phase argileuse. Cette porosité argileuse affecte énormément le comportement hydrique des échantillons à structure conservée étudiés.

Par ailleurs, les résultats des volumes poraux montrent qu'avant d'atteindre un seuil particulier, le classement est celui de $V_C > V_A > V_B$. Lorsque ce seuil est dépassé, la tendance s'inverse, le volume poral structural devient prédominant ainsi qu'une stabilisation de l'infiltration finale des sols. Ce seuil de 11 % d'ESP, permet de différencier les sols à structure dégradée de ceux non dégradés.

Il est à noter que le caractère essentiel pour les propriétés de transfert hydrique et de stockage nécessite l'analyse de la continuité des pores qui requiert la connaissance 3D sur le réseau de pores. Actuellement d'autres techniques nouvelles, comme celle qui utilise la tomographie pour étudier la connectivité des macropores dans les sols et les fractales, permettraient d'obtenir des informations plus précises sur la géométrie 3D du réseau des pores des sols.

6. Références

- [1] P. Stengel, Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol in situ, Annales Agronomiques, vol. 30 (1), 1979, 27-5.
- [2] G. Monnier, P. Stengel, Structure et état physique du sol Encyclopédie des Techniques Agricoles, Fasc. 1140 et 1141, Ed. Techniques, Paris, 1982.
- [3] J. C. Fiés, D. Zimmer, Etude expérimentale des modifications de l'assemblage textural d'un matériau sablo - argileux sous l'effet de pressions. Bull. du GFH, 12 (1982), 39-54.
- [4] J. C. Fiés, Analyse de la répartition du volume de pores dans les assemblages argile squelettes. Comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosimétrie à mercure, Agronomie, vol. 4 (9), 1984, 891-899.
- [5] A. Halitim, M. Robert, D. Tessier, R. Prost, Influence de cations échangeables (Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺) et de la concentration saline sur le comportement physique (rétention en eau et conductivité hydraulique) de la montmorillonite. Agronomie, vol. 4, 1984, 451 - 459.
- [6] A. Bruand, D. Tessier, D. Baize, Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse, Compte Rendu d'Académie des Sciences, Paris, série II, 307, 1988, 1937-1941.
- [7] A. Bruand, L. P. D'acqui, P. Nyamagafata, R. Darthout, G. G. Ristori, Analysis of porosity in a tilled "crusting soil" in Zimbabwe, Geoderma, 59, 1993, 235-248.
- [8] E. Coulon, A. Bruand, Effects of compaction on the pore space geometry in sandy soils, Soil Till. Res., 15, 1989, 137-152.
- [9] M. Grimaldi, Modifications structurales d'un matériau limoneux soumis à un compactage dynamique, Science du Sol, 24, 1986, 269-284.
- [10] C. P. C. S., Classification des sols. Laboratoire de géologie et de pédologie de l'ENSAR de Rennes, Paris, 1967, Grignon, 87.
- [11] D. Saidi, Etude expérimentale de la stabilité structurale des sols des plaines du Cheliff, Thèse de Magister, INA, Alger, 1992, 138.
- [12] M. O. Heilman, O. L. Carter, C. L. Gonzalez, Ethylene glycol Mono Ethyl Ether for determining surface area of silicate minerals, Soil Science, 100, 1965, 356-360.
- [13] H. Ciesielski, T. Sterckemann, Determination of exchange capacity and exchangeable cations in soils by means of cobalt hexamine trichloride. Effects of experimental conditions, Agronomie, 17, 1997, 1-7.
- [14] Afnor, Qualité des sols. Recueils de normes Française, Afnor, Paris, France, 1996, 533.
- [15] P. Guilleré, Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces. INA, Paris, 1980, Grignon, 22.
- [16] P. Bullock, N. Fedoroff, G. Jongerius, G. Stoops, T. Tursina, Handbook for soil thin section description. Waines research publication, Wolverhampton, U. K 1985.
- [17] C. P. Murphy, P. Bullock, R. H. Turner, The measurement and characterisation of voids in soil thin sections by image analysis. Part I. Principles and techniques, J. of Soil Science, 28, 1977, 498-508.
- [18] L. P. D'acqui, A. Bruand, M. Pagliari, Study of soil porosity with mercury porosimetry and image analysis on backscattered electron scanning images (BESI). Application to tilled "crusting soils" in Zimbabwe, 9th International Working Meeting on Soil Micromorphology, Townsville, 1994, Queensland, 12-17/07/1992.
- [19] J. Asseline, C. Valentin, Le simulateur de pluies de l'ORSTOM. Cahier Hydrologie de l'ORSTOM., Paris, 4, 1978, 321-347.
- [20] J. C. Fiés, T. Panini, Infiltrabilité et caractéristiques physiques de croûtes formées sur massifs d'agrégats initialement secs ou humides soumis à des pluies simulées. Agronomie, 15, 1995, 205-220.
- [21] D. Saidi, Y. Le Bissonnais, O. Duval, Y. Daoud, A. Halitim, Effet du sodium échangeable et de la concentration saline sur les propriétés physiques des sols de la plaine du Cheliff (Algérie). Etude et gestion des sols, Vol. 11, 2, 2004, 137 - 148.
- [22] Y. Daoud, Contribution à l'étude des sols des plaines du Cheliff. Le phénomène de salinisation, conséquences sur les propriétés physiques des sols argileux. Thèse de Doctorat d'Etat, INA, Alger, 1993, 233.
- [23] C. Valentin, Organisation pelliculaires superficielles de quelques sols de la région subdésertique (AGADEZ, République du Niger). Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. Thèse de Doctorat, Université, Paris VI, 1981, 259.
- [24] J. Boiffin, L. M. Bresson, Dynamique de formation des croûtes superficielles. Apport de l'analyse microscopique. In : Micromorphologie des sols. Actes de la VII Réunion internationale

- de Micromorphologie des sols, Paris, juillet 1985. Ed. AFES, 1987, 393-399.
- [25] Y. Le Bissonnais, Analyse des mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terres sous l'action des pluies. Thèse Doctorat de Science de la Terre. Université d'Orléans, 1988, 196.
- [26] B. Ouattara, Contribution à l'étude de l'évolution des propriétés physiques d'un sol ferrugineux tropical sous culture : pratiques culturales et états structuraux du sol. Thèse de doctorat d'ingénieur, Université nationale de Côte d'Ivoire, 1994, 156.
- [27] R. L. Baumhardt, M. J. M. Romkens, F. D. Whisler, Modelling infiltration into a sealing soil. Waters Resources Respones 26, 1990 2497-2505.
- [28] A. Casenave, C. Valentin, Les états de surfaces de la zone sahélienne : Influence sur l'infiltration. Ed. ORSTOM, 1988, 230.