

République Algérienne Démocratique et Populaire  
الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique  
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ecole Nationale Supérieure Agronomique El Harrach – Alger  
المدرسة الوطنية العليا للفلاحة الحراش – الجزائر

## ***Mémoire***

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magister en Sciences  
Agronomiques

Ecole doctorale : Science du sol

THÈME

**Influence de la sodicité sur la réversibilité de  
la conductivité hydraulique en condition non  
saline**

Présenté par : LOUADJ Yacine

Jury :

Président :	Mr DRIDI B.	Maître de conférences A
Directeur de thèse:	Mr DAOUD Y.	Professeur
Examineurs:	Mr SEMAR A.	Maître de conférences A
	Mme KOURGLI N.	Chargée de cours

Année universitaire : 2011-2012

## REMERCIEMENTS

Je remercie vivement mon directeur de thèse le Professeur Daoud Youcef de m'avoir proposé et dirigé ce travail. Je lui suis reconnaissant pour ses conseils judicieux, ses critiques constructives, pour sa patience et sa disponibilité qui ont permis l'aboutissement de ce travail de recherche.

Je tiens à adresser mes vifs remerciements à Mr Dridi Bachir maître de conférence A de m'avoir fait l'honneur de présider ce jury. Veuillez monsieur, accepter l'expression de mon profond respect.

J'exprime ma gratitude à Mr Semar Ahcene maître de conférence A et à Mme Kourgli Nacera chargée de cours, je les remercie d'avoir accepté d'examiner ce travail.

J'adresse mes sincères remerciements à Mr Djili Kaddour, professeur et chef de département de science du sol de m'avoir facilité le travail au département.

Merci à tout le personnel du département de science du sol auprès duquel j'ai trouvé aide et encouragement surtout à Fettouma, Redouane et Amar.

## DEDICACES

*Je dédie ce travail*

*A mes très chers parents*

*A mes sœurs Kahina, Amel, Lamia et Aldjia*

*A Hocine et Farouk*

*A mon meilleur ami et Moncef Titouche, et à toute sa famille*

*A tous ceux qui m'ont aidé et soutenu*

## **Résumé**

L'objectif de ce travail de recherche est d'évaluer l'influence de la sodicité sur la réversibilité de la conductivité hydraulique en condition non saline (20 mmole<sub>c</sub>). La sodicité est caractérisée par des incréments croissants ou décroissants différents (5, 15, 30).

Un nombre de volumes poreux variant de 4 à 16 permet de mettre en équilibre l'échantillon de terre avec les différentes solutions salines.

Les résultats obtenus ont montré que La sodicité croissante aux différents incréments utilisés (+ 5, + 15, +30) provoque une diminution significative de la conductivité hydraulique saturée.

La sodicité décroissante aux différents incréments utilisés (- 5, - 15, - 30) ne provoque pas d'augmentation significative de la conductivité hydraulique saturée.

Le rayon hydraulique moyen est inversement proportionnel à la sodicité croissante des solutions salines.

Finalement, la conductivité hydraulique saturée n'est pas réversible dans nos conditions expérimentales.

**Mots clés :** Conductivité hydraulique saturée, réversibilité, sodicité, volume poral.

## **Absract**

The aim of this research is to assess the effect of sodicity on the reversibility of hydraulic conductivity in non-saline condition (20 mmole<sub>c</sub>). The sodicity is characterized by increasing and decreasing increment (5, 15, 30).

The equilibrium between soil sample and different salt solution was attained after 4 to 16 pore volume.

The result obtained has shown that increasing sodicity at different increments (+ 5, + 15, + 30) induce a significant reduction of saturated hydraulic conductivity.

The decreasing of sodicity at different increments (- 5, - 15, - 30) don't produce a significant increase in saturated hydraulic conductivity.

The mean pore radius is inversely proportional to the increase in sodicity of salts solutions.

Finally, the saturated hydraulic conductivity is not reversible in our experimental condition.

**Key words:** Saturated hydraulic conductivity, reversibility, Sodicity, pore volume.

## ملخص

إن الهدف من هذا العمل هو تقييم مدى تأثير نسبة الصوديوم بتدرجات مختلفة (5، 15، 30) على انعكاسية الناقلية المائية في وسط غير مالح.

حيث قمنا بوضع عينات التربة في حالة توازن مع عدة محاليل ملحية وذلك حسب عدد الأحجام المسامية (4-16). بينت مختلف النتائج أن الناقلية المائية في الحالة المشبعة تتناقص تحت تأثير ارتفاع نسبة الصوديوم وذلك حسب التدرجات (5+، 15+، 30+).

في المقابل نلاحظ الناقلية المائية المشبعة لا تتأثر بانخفاض نسبة الصوديوم بتدرجات (-5، -15، -30)

من جهة أخرى نلاحظ أن متوسط نصف القطر المائي يتناسب عكسيا مع ارتفاع نسبة الصوديوم.

ختاما يمكن القول أن الناقلية المائية في الحالة المشبعة غير عكوسة في التجارب التي قمنا بها.

**الكلمات الأساسية:** الناقلية المائية في الحالة المشبعة، انعكاسية، نسبة الصوديوم، الحجم المسامي.

## TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I. ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE .....	4
1. DEFINITION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE.....	4
2. RELATION ENTRE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE ET LA STRUCTURE DU SOL .....	4
3. VARIATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE DANS LES SOLS SALES.....	5
3. 1. La sodicité et la concentration électrolytique .....	6
3. 2. La nature minéralogique des argiles.....	8
3. 3. La texture du sol .....	11
3. 4. La matière organique .....	12
3. 5. Les ciments du sol.....	12
4. INFLUENCE DE LA SODICITE SUR LA REVERSIBILITE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE... ..	13
CONCLUSION .....	14
CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES D'ETUDE .....	15
1. MATERIEL D'ETUDE .....	15
2. METHODES D'ETUDES .....	17
2. 1. Présentation du dispositif expérimental .....	17
2. 2. Calcul des concentrations en NaCl et CaCl <sub>2</sub> , 2H <sub>2</sub> O des solutions salines étudiées.....	17
2. 3. Préparation de l'échantillon à saturation .....	21
2. 4. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation.....	22
2. 5. La validité de la loi de Darcy .....	23
2. 6. Le calcul du rayon hydraulique moyen .....	24
CHAPITRE III. RESULTATS ET DISCUSSION.....	26
1. LA MISE EN EQUILIBRE AVEC LES SOLUTIONS SALINES .....	26
1. 1. L'allure des courbes de mise en équilibre .....	26
1. 1. 1. Premier type d'allure .....	26

1. 1. 2. Deuxième type d'allure .....	27
1. 2. Le nombre de volumes poraux nécessaires pour l'équilibre .....	28
1. 3. Synthèse et discussion.....	29
Conclusion .....	29
2. EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN FONCTION DE LA SODICITE CROISSANTE.....	30
2. 1. Augmentation de la sodicité selon un incrément de + 5 .....	30
2. 2. Augmentation de la sodicité selon un incrément de + 15 .....	31
2. 3. Augmentation de la sodicité selon un incrément de + 30 .....	33
2. 4. Synthèse et discussion.....	34
Conclusion .....	35
3. EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN FONCTION DE LA SODICITE DECROISSANTE .....	35
3. 1. Diminution de la sodicité selon un incrément de – 5 .....	35
3. 2. Diminution de la sodicité selon un incrément de – 15 .....	36
3. 3. Diminution de la sodicité selon un incrément de – 30 .....	37
3. 4. Synthèse et discussion.....	39
Conclusion .....	40
4. EVALUATION DE LA REVERSIBILITE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE .....	40
4. 1. Variation du SAR selon un incrément de 5 .....	40
4. 2. Variation du SAR selon un incrément de 15 .....	42
4. 3. Variation du SAR selon un incrément de 30 .....	43
4. 4. Synthèse et discussion.....	44
Conclusion .....	45
5. EVALUATION DU RAYON HYDRAULIQUE MOYEN.....	45
5. 1. Variation des rayons hydrauliques moyens en fonction de la sodicité croissante aux différents incréments .....	45
5. 2. Variation des rayons hydrauliques moyens en fonction de la sodicité décroissante aux différents incréments .....	46
5. 3. Synthèse et discussion.....	47



Conclusion .....	47
6. SYNTHESE ET DISCUSSION .....	48
CONCLUSION .....	50
Références bibliographiques .....	52
ANNEXES	

## LISTE DES FIGURES

Figure 1. Evolution de la $CE_c$ et de la $CE_t$ en fonction du SAR et de CE de la solution du sol.....	6
Figure 2. Concentration de floculation de l'illite et montmorillonite de référence en fonction du SAR .....	10
Figure 3. Concentration de floculation des argiles de références en fonction du pH et du SAR .....	11
Figure 4. Concentration de floculation des fractions argileuses en fonction du pH et du SAR .....	11
Figure 5. Schéma du Perméamètre utilisé dans l'expérimentation ( McNeal et Reeve, 1964) .....	18
Figure 6. Domaine de validité de la loi de Darcy. ....	24
Figure 7. Evolution de la $CE_r$ en fonction du nombre de VP cumulés pour la solution saline à SAR 0 .....	27
Figure 8. Evolution de la $CE_r$ en fonction du nombre de VP cumulés pour la solution saline à SAR 5 .....	28
Figure 9. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction d'un SAR croissant (incrément +5).....	31
Figure 10. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction d'un SAR croissant (incrément +15).....	32
Figure 11. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction d'un SAR croissant (0, 30) .....	33
Figure 12. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction de la sodicité pour les 3 incréments de SAR. ....	35
Figure 13. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction d'un SAR décroissant (incrément -5) .....	36
Figure 14. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction d'un SAR décroissant (incrément -15) .....	37
Figure 15. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction d'un SAR décroissant (incrément -30) .....	38
Figure 16. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction de la sodicité pour les 3 incréments de SAR .....	40
Figure 17. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction du SAR croissant et décroissant.(incrément $\pm 5$ ) .....	41
Figure 18. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction du SAR croissant et décroissant (incrément $\pm 15$ ) .....	43
Figure 19. Evolution de la conductivité hydraulique en fonction du SAR croissant et décroissant (incrément $\pm 30$ ) .....	44

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. Les caractéristiques de l'échantillon étudié .....	16
Tableau II. Les données de préparation des solutions salines .....	20
Tableau III. Les valeurs de conductivité hydraulique de l'échantillon de terre à SAR croissant (incrément +5) .....	30
Tableau IV. Les valeurs de conductivité hydraulique de l'échantillon de terre à SAR croissant (incrément +15) .....	32
Tableau V. les valeurs de conductivité hydraulique de l'échantillon de terre à SAR croissant (incrément +30) .....	33
Tableau VI. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique obtenues à SAR 0 et SAR 30.....	34
Tableau VII. Les valeurs de conductivité hydraulique de l'échantillon de terre à SAR décroissant (incrément -5) .....	36
Tableau VIII. Les valeurs de conductivité hydraulique de l'échantillon de terre à SAR décroissant (incrément -15) .....	37
Tableau IX. La conductivité hydraulique de l'échantillon de terre à SAR décroissant ( incrément -30) ..	38
Tableau X. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique obtenues à SAR 30 et SAR 0 .....	39
Tableau XI. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique selon le sens de variation du SAR ( ±5) .....	42
Tableau XII. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique selon le sens de variation du SAR (±15) .....	43
Tableau XIII. Test de la PPDS sur la valeur de conductivité hydraulique selon le sens de variation du SAR (±30) .....	44
Tableau XIV. Les valeurs du rayon hydraulique moyen en fonction du SAR croissant aux différents incréments .....	46
Tableau XV. Les valeurs du rayon hydraulique moyen en fonction du SAR décroissant aux différents incréments .....	47

## INTRODUCTION

La conductivité hydraulique se définit par la capacité d'un sol à conduire l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique (Hillel, 2004). La conductivité hydraulique dépend des caractéristiques du milieu poral et de celles du liquide de percolation (Hillel, 2004).

De nombreuses études ont montré que la composition chimique des solutions de percolation a une influence sur l'architecture de l'espace poral et donc sur la conductivité hydraulique (McNeal et Coleman, 1966 ; Frenkel et *al.*, 1978 ; Daoud, 1993 ; Quirk, 2001, Levy et *al.*, 2005). La conductivité hydraulique est dépendante de la structure du sol selon ses deux principaux attributs qui sont la géométrie de l'espace poral et la stabilité structurale (Ben-hur et *al.*, 2009).

La salinisation des sols est souvent accompagnée d'une sodisation dans les régions arides et semi-arides (Daoud, 1993).

La dégradation de la structure du sol est la première réponse à un excès de sodium échangeable en combinaison avec une salinité faible (Oster et Shainberg, 2001). Le seuil de sensibilité de la structure du sol à la dégradation sous l'effet du sodium échangeable est estimé par l'USSS (1954) à 15 % du taux de sodium échangeable. Cependant, certains travaux ont montré que le seuil de la dégradation de la structure du sol par le sodium échangeable peut être inférieur à 15 %, selon la concentration saline de la solution du sol et selon d'autres facteurs intrinsèques au sol (Sumner, 1993 ; Mace et Amrhein, 2001).

De nombreux travaux ont montré qu'il se produit une diminution de la conductivité hydraulique du sol lorsque le taux de sodium échangeable augmente et pour une concentration saline déterminée (McNeal et *al.*, 1968 ; Frenkel et *al.*, 1978 ; Daoud, 1993 ; Levy et *al.*, 2005).

Quirk et Schofield (1955) ont montré que la conductivité hydraulique saturée du sol diminue avec l'augmentation du taux sodium échangeable lorsque la concentration électrolytique est inférieure à un certain seuil correspondant à une concentration saline critique.

La concentration saline d'une solution a une action opposée à celle du sodium échangeable. Cette concentration saline critique est définie comme étant la concentration saline à laquelle une chute de 15 % de la conductivité hydraulique saturée est provoquée par le sodium échangeable.

Pour un même taux de sodium échangeable, la concentration saline critique varie d'un sol à un autre, car l'évolution de cette conductivité hydraulique est également liée à d'autres facteurs intrinsèques au sol tels que la nature minéralogique des argiles, la texture, la matière organique, le pH, les ciments du sol tels que le  $\text{CaCO}_3$  et les sesquioxydes de fer et d'aluminium (Qadir et Schubert, 2002 ; Keren et Ben-hur, 2003).

Les mécanismes responsables des changements structuraux du sol sous l'effet du sodium échangeable sont la dispersion des colloïdes et le gonflement des minéraux argileux. Le gonflement des particules argileuses réduit la taille des pores, tandis que la dispersion et la migration des particules argileuses bloquent les pores (Frenkel *et al.*, 1978). Une distinction doit se faire entre l'effet du gonflement et celui de la dispersion des argiles sur l'évolution de la conductivité hydraulique saturée du sol en présence du sodium échangeable. Un sol commence à gonfler lorsque la concentration saline de la solution du sol est faible et que le taux de sodium échangeable est supérieur ou égal à 10 (Levy *et al.*, 1998). Le gonflement est difficilement discernable dans les sols à texture sableuse. D'autre part la dispersion peut se produire à tous les niveaux de sodium échangeable lorsque la concentration électrolytique de la solution du sol est inférieure à la concentration saline critique ou la concentration saline de floculation des minéraux argileux présents dans le sol (Levy et Shainberg, 2005).

Keren *et Ben-hur* (2003) ont montré que le gonflement est un processus continu qui augmente progressivement lorsque la concentration électrolytique diminue et que le taux de sodium échangeable augmente. La dispersion est un processus rapide qui est initié lorsque la concentration saline est inférieure à la concentration de floculation des argiles pour chaque taux de sodium échangeable.

La mise en valeur de ces sols salés et sodiques est réalisée par l'apport d'une source de calcium. Cette stratégie a pour but de remplacer le sodium échangeable par le calcium (Ilyas et *al.*, 1993).

L'objectif principal est d'améliorer les propriétés physiques des sols par le biais de la floculation des argiles, l'augmentation de la stabilité structurale et du taux d'infiltration (Lebron et *al.*, 2002).

Certains travaux de recherche ont montré que les phénomènes de dégradation de la structure du sol ne sont pas réversibles en apportant une source de calcium ou en faisant augmenter la concentration saline de la solution du sol (Dane et Klute, 1977 ; Mitchel et Donovan, 1991 ; Mace et Amrhein, 2001).

La réversibilité de l'évolution de la conductivité hydraulique sous l'effet du sodium échangeable est peu connue (Lebron et *al.*, 2002).

L'objectif de ce travail est d'étudier l'influence de la sodicité sur la réversibilité de la conductivité hydraulique en condition non saline. La conductivité hydraulique saturée d'un échantillon de terre est mesurée au laboratoire en utilisant le perméamètre de McNeal et Reeve (1964).

La présentation de ce travail est structurée en trois chapitres. Le premier chapitre porte sur une étude bibliographique. Le deuxième chapitre est une présentation du matériel et des méthodes d'étude. Le troisième chapitre présente les résultats obtenus.

## CHAPITRE I. ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

### 1. DEFINITION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE

La conductivité hydraulique se définit par la capacité d'un sol à conduire l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique. La conductivité hydraulique (K) dépend des caractéristiques du milieu poreux et celles du liquide de percolation. En effet, il est possible, en théorie comme en pratique, de séparer K en deux facteurs à savoir la perméabilité intrinsèque du sol (k) et la fluidité du liquide de percolation (f) comme le montre la formule suivante (Hillel, 2004) :

$$K = k \cdot f$$

K : la conductivité hydraulique (cm/h),

k : la perméabilité intrinsèque (cm<sup>2</sup>),

f : la fluidité du liquide de percolation qui est directement liée à la densité du liquide  $\rho$  (g/cm<sup>3</sup>), et qui est inversement liée à la viscosité dynamique  $\eta$  (g/cm.s) comme le montre la formule suivante :

$$f = g \cdot \rho / \eta$$

il est à noter que g est la constante de gravité (981 cm/s<sup>2</sup>).

Quant à la perméabilité intrinsèque du sol, elle est liée à la géométrie de l'espace poreux et en particulier à la distribution de la taille des pores, à la tortuosité (Hillel, 2004), et à la connectivité entre les pores (Bouma, 1991 ; Radcliffe et Rasmussen, 2002).

### 2. RELATION ENTRE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE ET LA STRUCTURE DU SOL

Il existe une formulation de Kozeny et Carman qui établit la relation entre la conductivité hydraulique à saturation et les propriétés intrinsèques du sol (Ahuja et al., 1984) :

$$K_s = C \phi^3 / (T S)^2.$$

$K_s$  : la conductivité hydraulique à saturation (cm/h),

$C$  : une constante,

$\emptyset$  : la porosité totale (cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>),

$T$  : la tortuosité du milieu poral ( $T = L_e/L$ ) qui est définie par le rapport entre le chemin mené par le liquide à l'échelle microscopique à l'intérieur des pores ( $L_e$ ) divisé par la longueur du milieu poral à l'échelle macroscopique ( $L$ ),

$S$  : la surface spécifique du milieu poral par unité de volume total (cm<sup>2</sup>/cm<sup>3</sup>).

L'équation de Kozeny et Carman montre que la conductivité hydraulique à saturation est inversement proportionnelle à la tortuosité, et à la surface spécifique du milieu poral.

L'équation de Kozeny et Carman peut être généralisée en introduisant le concept de porosité efficace ( $\emptyset_e$ ) qui participe à l'écoulement dans un milieu saturé (Ahuja et *al.*, 1984).

Il est admis que tout facteur qui tend à modifier l'architecture de l'espace poral aurait une influence sur la conductivité hydraulique. De ce fait, la conductivité hydraulique dépend de la structure du sol, qui est considérée selon ses deux principaux attributs qui sont la géométrie de l'espace poral (la distribution de la taille des pores, la tortuosité et la connectivité entre les pores) et la stabilité de la structure (Ben-hur et *al.*, 2009).

### **3. VARIATION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE DANS LES SOLS SALES**

Il existe de nombreux facteurs modifiant l'architecture de l'espace poral et donc de la conductivité hydraulique saturée. Ces facteurs sont la concentration électrolytique, la sodicité, le pH, la matière organique, la teneur et la nature minéralogique des argiles, la teneur en calcaire, et la teneur en sesquioxydes de fer et d'aluminium (McNeal et *al.*, 1968 ; Keren et Ben-hur, 2003 ; Levy et *al.*, 2005). Les mécanismes qui rentrent en jeu dans la modification de la conductivité hydraulique des sols salés sont le gonflement et la dispersion ( Sumner, 1993 ; Quirk, 2001).



### 3. 1. La sodicité et la concentration électrolytique

Quirk et Schofield (1955) sont les premiers auteurs qui ont mis en évidence une relation quantitative entre la conductivité hydraulique et la composition chimique de la solution du sol qui est caractérisée par sa salinité (CE) et sa sodicité (SAR). Ces auteurs ont mesuré l'évolution de la conductivité hydraulique saturée avec des solutions salines à CE et à SAR variables. Ils ont montré que la conductivité hydraulique saturée du sol étudié diminue au fur et à mesure que le SAR augmente et que la concentration électrolytique diminue. Pour un même SAR, ils ont introduit le concept de concentration saline critique et de turbidité (figure 1).

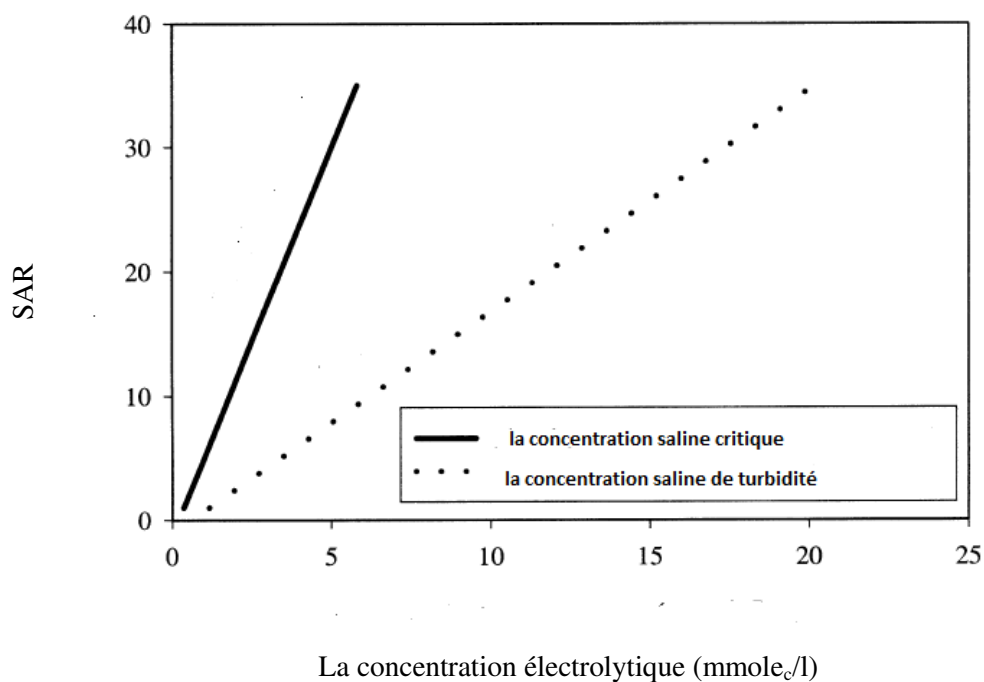


Figure 1. Evolution de la concentration saline critique et de la concentration saline de turbidité en fonction du SAR et de la concentration électrolytique de la solution du sol (Qadir et Schubert, 2002)

La concentration saline critique ( $CE_c$ ) est la concentration électrolytique à laquelle la conductivité hydraulique saturée chute de 15 % pour un SAR donné compris entre 0 et 32 :

$$CE_c = 0.56 \text{ SAR} + 0.6 \text{ (Quirk, 2001)}$$

La concentration saline de turbidité ( $CE_t$ ) est égale à un quart de la concentration saline critique pour un SAR donné. Cette concentration est en relation avec l'apparition des particules argileuses dispersées :

$$CE_t = 0.16 \text{ SAR} + 0.2 \text{ (Quirk, 2001)}$$

Ces auteurs ont expliqué cette diminution de la conductivité hydraulique saturée par le gonflement des particules argileuses lorsque la concentration électrolytique est inférieure ou égale à la Concentration saline critique, et par la dispersion et la mobilité des particules argileuses lorsque la concentration électrolytique est inférieure ou égale à la concentration de turbidité.

Rowell et *al.* (1969) ont montré qu'il existe une relation entre la concentration saline critique, le gonflement des agrégats orientés et la chute initiale de la conductivité hydraulique saturée du sol étudié. En ce qui concerne la concentration saline de turbidité, ils ont montré qu'elle est très sensible au stress mécanique appliqué au sol. Ce comportement serait provoqué par le fait que lorsque les particules argileuses gonflées sont en équilibre avec une solution saline donnée, elles sont dans une position minimale d'énergie potentielle. La séparation des particules argileuses est empêchée par une barrière énergétique dont la magnitude diminue avec la diminution de la concentration saline et donc de la pression osmotique.

Un stress mécanique, telle que la vitesse de percolation de l'eau dans les pores, peut séparer les argiles au-delà de cette barrière et provoquer leur dispersion. Plus le stress mécanique est important, plus la concentration saline à laquelle la particule argileuse se disperse est élevée pour un SAR donné.

McNeal et Coleman (1966) ont généralisé le concept de concentration saline critique sur une large gamme de sol en augmentant le seuil de chute de la conductivité hydraulique à 25 %. Ils ont conclu que, pour une combinaison entre la concentration électrolytique critique et le SAR, la relation est unique pour chaque sol car elle dépend d'autres facteurs tels que la texture, la nature minéralogique des argiles, et la teneur en sesquioxydes de fer.

Keren et Singer (1988) ont montré que la conductivité hydraulique saturée d'un mélange sable-argile (montmorillonite) équilibré avec une solution saline à concentration électrolytique de 10 mmole<sub>c</sub>/l et un SAR de 10 diminue d'une manière abrupte lorsque la solution saline à 10 mmole<sub>c</sub>/l est remplacée par une eau distillée. Cette diminution de la conductivité hydraulique saturée est suivie d'une augmentation de la conductivité hydraulique saturée car les argiles dispersées quittent le mélange. Par contre, il n'y a pas d'argiles dans le percolât lorsque la concentration saline diminue graduellement avant l'introduction de l'eau distillée. La conductivité hydraulique saturée diminue pour atteindre une très faible valeur. Ces comportements ont été expliqués par le fait que le gonflement est un processus continu qui augmente progressivement quand la concentration électrolytique de la solution du sol diminue pour un SAR donné. Mais la dispersion des argiles est un processus rapide, et elle est possible seulement lorsque la concentration électrolytique est inférieure à la concentration de floculation des argiles.

La magnitude du gonflement des argiles, avant le remplacement d'une solution saline inférieure à la concentration de floculation des argiles, conditionne les possibilités de transfert des argiles et de colmatage des pores conducteurs (Keren et Ben-hur, 2003).

### **3. 2. La nature minéralogique des argiles**

La sodicité influence le sol à l'échelle de la microstructure des argiles. Avec une taille des particules inférieures à 2 µm, la fraction argileuse est une composante importante de la matrice du sol grâce à ses propriétés électriques, et à sa surface spécifique très grande par unité de masse par rapport aux fractions limoneuses et sableuses (Qadir et Schubert, 2002).

La nature minéralogique des argiles est un facteur très important pour comprendre l'effet de la sodicité sur les mécanismes de variation de la conductivité hydraulique qui sont le gonflement et la dispersion (Sumner, 1993).

McNeal et *al.* (1968) ont montré que les sols les plus susceptibles à la sodicité sont ceux contenant une teneur importante en argiles gonflantes de type montmorillonite.

Le gonflement de la montmorillonite en fonction de la sodicité n'est pas généralement appréciable pour un SAR de l'ordre de 10 à 15 (Levy et *al.*, 1998). Ce faible gonflement est expliqué par le fait que la montmorillonite saturée en calcium forme des tactoïdes qui sont composés de 4 à 9 feuillets d'argile avec un espace interfoliaire de 0.9 nm. Ces unités structurales maintiennent leur intégrité aux faibles valeurs de la sodicité. Le gonflement de la montmorillonite est limité à cause de la réduction de la surface spécifique effective. De plus à ces niveaux de sodicité relativement faible, une double couche diffuse se développe autour des tactoïdes dont la stabilité et la force de cohésion dépendent de la concentration électrolytique de la solution saline. De ce fait, la dispersion peut être appréciable aux faibles niveaux de sodicité tandis que le gonflement reste limité (Frenkel et *al.*, 1978).

Lorsque le SAR dépasse 15, le sodium rentre dans l'espace interfoliaire, une double couche diffuse est formée sur chaque feuillet et elle engendre une augmentation des forces de répulsion qui provoque un gonflement macroscopique des particules (Levy et *al.*, 1998).

Les travaux menés sur la floculation des suspensions argileuses ont été utilisés pour décrire le comportement dispersif des sols (Oster et Shainberg, 1980 ; Goldberg et Forster, 1990). La concentration saline de floculation est définie comme étant la concentration saline minimale nécessaire pour floculer une suspension argileuse en un temps donné (Goldberg et Forster, 1990). Oster et Shainberg (1980) ont obtenu des valeurs de concentration saline de floculation pour des solutions dont le SAR varie entre 5, 10 et 15 de 3, 4, et 7 mmole<sub>c</sub>/l pour la montmorillonite, et de 6, 10, et 18 mmole<sub>c</sub>/ pour l'illite (figure 2). Ils ont conclu que pour un même niveau de sodicité et de concentration électrolytique, l'illite se disperse plus facilement que la montmorillonite. Les particules illitiques auraient des forces d'attraction faibles, elles nécessitent une concentration électrolytique élevée pour un SAR donné pour provoquer leur floculation.

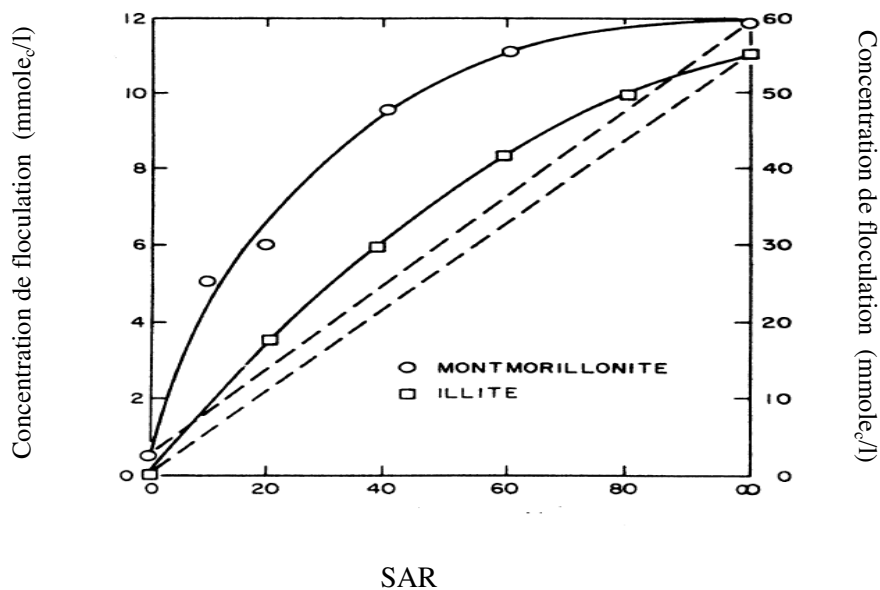


Figure 2. Concentration de flocculation de l'illite et montmorillonite de référence en fonction du SAR (Oster et Shainberg, 1980)

Goldberg et Forster (1990) ont étudié l'effet de la sodicité et du pH sur la flocculation de trois argiles de référence (Kaolinite, Montmorillonite, Illite) et de trois fractions argileuses extraites de trois sols (altamont, montmorillonite), (Fallbrook, Kaolinite), (Ramona, illite). Les résultats obtenus montrent que la concentration de flocculation des argiles de référence et des fractions argileuses des sols augmente au fur et à mesure que le SAR et le pH de la suspension augmentent (figure 3 et 4). Cependant pour un même SAR et un même pH, la concentration saline de flocculation des fractions argileuses est 2 à 10 fois supérieure à la concentration de flocculation des argiles de référence. Ils ont conclu que le comportement des fractions argileuses des sols par rapport à la sodicité et au pH est plus proche du comportement de l'illite de référence. Ces auteurs ont expliqué la différence entre la concentration de flocculation des argiles de référence et celle des fractions argileuses par le fait que les fractions argileuses sont souvent liées avec les fractions organiques qui augmentent la dispersion des argiles. Cependant la comparaison des trois fractions argileuses avec le comportement de l'illite de référence a montré que la fraction illitique d'un sol dicte le comportement dispersif des sols étudiés.

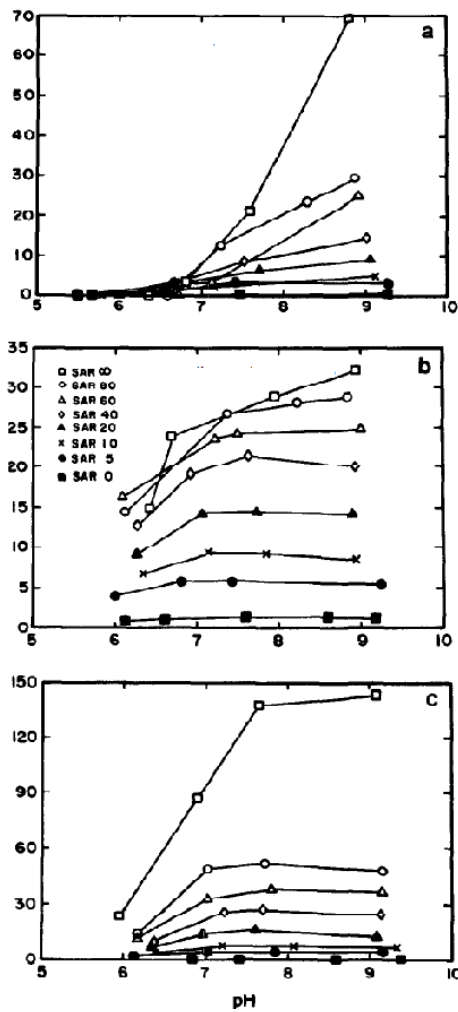


Figure 3. Concentration de floculation des argiles de références en fonction du pH et du SAR : (a) Kaolinite, (b) montmorillonite, (c) illite (Goldberg et Forster, 1990)

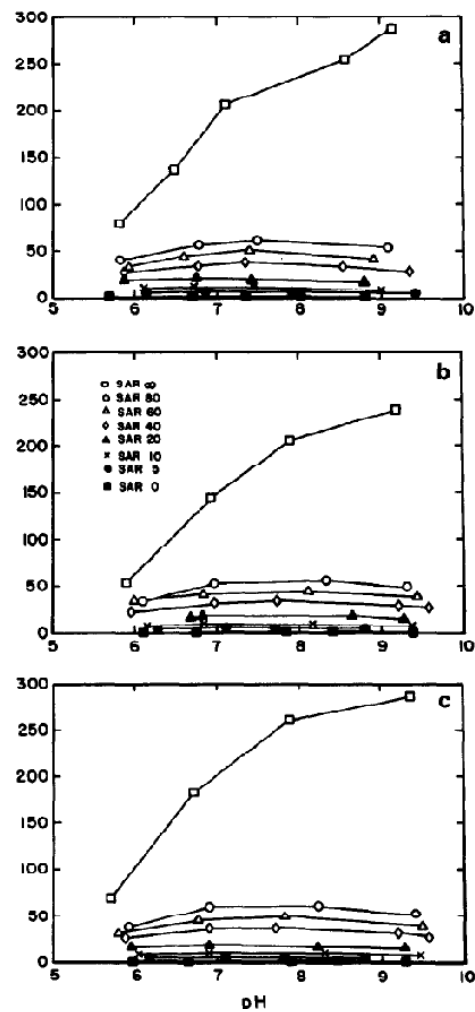


Figure 4. Concentration de floculation des fractions argileuses en fonction du pH et du SAR : (a) altmont, (b) falbrook, (c) Ramona (Goldberg et Forster, 1990)

### 3. 3. La texture du sol

La mobilité macroscopique des argiles dispersées est souvent observée dans les sols sableux. Cependant quand la teneur en argile augmente, la taille des pores conducteurs est réduite, ce qui permet une mobilité limitée des argiles avant le colmatage des pores (Levy et al., 1998).

McNeal et *al.* (1968), et Frenkel et *al.* (1978) ont montré que la chute de conductivité hydraulique saturée provoquée par l'augmentation de la sodicité et une diminution de la concentration électrolytique est plus importante lorsque la teneur en argile augmente. Ils ont expliqué la diminution de la conductivité hydraulique par la réduction des pores conducteurs par le biais du gonflement et par la dispersion des argiles qui colmatent les pores conducteurs.

Pupisky et Shainberg (1979) ont étudié la variation de la conductivité hydraulique saturée d'un sol sableux dans une gamme de sodicité de 0 à 50. Ils montrent que la conductivité hydraulique saturée diminue principalement à cause du gonflement lorsque la concentration électrolytique est supérieure à 10 mmole/l et le SAR est supérieur à 10. Cependant, lorsque la solution du sol se dilue avec une eau distillée, la conductivité hydraulique saturée diminue dans un premier temps à cause de la dispersion des argiles, et dans un deuxième temps, elle augmente à cause du mouvement des argiles avec l'eau de percolation. Pupisky et Shainberg (1979) ont expliqué le mécanisme de dispersion des argiles sur la conductivité hydraulique par le changement de l'écoulement de la solution du sol dans une matrice sable-argile vers un écoulement des argiles en suspension dans une matrice de sable pure.

### **3. 4. La matière organique**

Quirk (1994) a mentionné que la matière organique qui est connue pour stabiliser les agrégats contre la désagrégation, peut parfois favoriser la dispersion des argiles. Nelson et Oades (1998) ont montré que les acides humiques et fulviques augmentent la dispersion des argiles par l'augmentation des charges négatives des particules argileuses mais aussi par la complexation du  $Ca^{++}$ . Cette complexation du calcium augmente le sodium dans la solution du sol et sur le complexe adsorbant.

### **3. 5. Les ciments du sol**

McNeal et *al.* (1968) ont montré que les sols contenant des taux de sesquioxydes de fer élevés sont plus stables dans des conditions sodiques.

Les sols sodiques contenant du calcaire sont communs dans les régions arides et semi arides. La présence du  $\text{CaCO}_3$  dans le sol est connue pour améliorer la structure du sol (USSL, 1954). Deux différents mécanismes ont été proposés pour expliquer l'effet du calcaire sur la stabilité de la structure. Le calcaire est un ciment qui stabilise les agrégats contre la désagrégation et la dispersion des argiles (Rimmer et Greenland, 1976 ; in Keren et Ben-hur, 2003). La dissolution du calcaire peut maintenir la solution du sol concentrée au-dessus de la concentration de floculation des argiles selon les niveaux de sodicité (Levy et *al.*, 1998 ; Keren et Ben-hur, 2003).

#### **4. INFLUENCE DE LA SODICITE SUR REVERSIBILITE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE**

McNeal et Coleman (1966) ont étudié l'influence de l'augmentation de la concentration saline sur la réversibilité de la conductivité hydraulique saturée d'une large gamme de sol pour un SAR donné. Ces auteurs ont montré que la diminution de la conductivité hydraulique saturée est réversible dans les sols à texture argileuse et dont le type d'argile est gonflant lorsque le SAR est élevé. Par contre, il existe une faible réversibilité ou une absence de réversibilité dans les autres sols et pour tous les SAR étudiés. Dane et Klute (1977), qui ont travaillé sur un échantillon de terre argileux avec une argile de type montmorillonite, ont montré que la diminution de la conductivité hydraulique saturée n'est pas réversible aux différents SAR et aux différentes concentrations électrolytiques.

Keren et Singer (1988) ont étudié la réversibilité de la diminution de la conductivité hydraulique saturée sur un mélange sable-argile de type montmorillonite avec des concentrations salines croissantes à un SAR de 10. Les solutions salines utilisées sont supérieures à la concentration de floculation des argiles au SAR de 10. Les auteurs ont montré que la conductivité hydraulique saturée du mélange augmente très lentement avec l'introduction de la concentration saline la plus concentrée (500 mmole<sub>e</sub>/l). Ils ont conclu que la diminution de la conduction hydraulique sous l'effet de la dilution des solutions salines à un SAR donné est très rapide, par contre la réversibilité de l'évolution de la conductivité hydraulique est un phénomène très lent.



## **CONCLUSION**

La diminution de la conductivité hydraulique d'un sol donné est influencée par l'interaction de plusieurs facteurs qui sont la concentration électrolytique, la sodicité, la teneur et la nature minéralogique des argiles, le pH, la matière organique, la teneur en calcaire, la teneur en sesquioxydes de fer et de d'aluminium.

Les mécanismes responsables de la diminution de la conductivité hydraulique dans les conditions sodiques sont principalement le gonflement et la dispersion des argiles. Le gonflement des argiles sous l'effet de la sodicité est plus prononcé lorsque le SAR est supérieur à 10 et la solution du sol est diluée. La dispersion des argiles peut se produire pour tous les niveaux de sodicité à condition que la concentration saline soit inférieure à la concentration de floculation des argiles. Les études menées sur la réversibilité de la conductivité hydraulique dans les conditions sodiques ont montré que la réversibilité est limitée dans certains cas, et elle est inexistante dans d'autres cas.

## CHAPITRE II. MATERIEL ET METHODES D'ETUDE

Le but de ce travail est d'évaluer l'influence de la sodicité sur la réversibilité de la conductivité hydraulique en condition non saline. Il s'agit de mesurer la conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité croissante et décroissante selon les incréments de variation différents :

- une progression du SAR avec un incrément de + 5, ensuite une régression du SAR selon un incrément de -5,
- une progression du SAR avec un incrément de + 15, ensuite une régression du SAR selon un incrément de -15,
- une progression du SAR avec un incrément de + 30, ensuite une régression du SAR selon un incrément de – 30.

La concentration électrolytique totale des solutions salines durant toute l'expérimentation est maintenue constante et égale à 20 mmole<sub>c</sub>/l.

### 1. MATERIEL D'ETUDE

L'échantillon utilisé provient d'un horizon de surface de la plaine du bas Cheliff. Il a été prélevé à une profondeur comprise entre 0 et 30 cm. Le profil correspond à un sol peu évolué non climatique d'apport alluvial modal (Saidi, 1985). Ses caractéristiques analytiques sont présentées dans le tableau I (Laoufi, 2010).

La fraction argileuse est constituée de 50 % d'interstratifiés gonflants et irréguliers du type smectites-illite, de kaolinite, de vermiculite, et de chlorite (DAOUD, 1993).

Tableau I. Les caractéristiques de l'échantillon étudié (Laoufi, 2010)

Analyses		Résultats	Méthodes d'analyses
Granulométrie	A(%)	43.9	la méthode internationale à la pipette de Robinson
	LF (%)	21.9	
	LG (%)	16.6	
	SF (%)	11.7	
	SG (%)	2.1	
Humidité à saturation (%)		53	Méthode gravimétrique
Complexe adsorbant méq/100g de terre)	Ca <sup>++</sup>	13.18	Déplacement des bases échangeables par centrifugation au chlorure de baryum, dosage du Na <sup>+</sup> , K <sup>+</sup> par le photomètre à flamme, dosage du Ca <sup>++</sup> et du Mg <sup>++</sup> par absorption atomique
	Mg <sup>++</sup>	2.33	
	K <sup>+</sup>	0.97	
	Na <sup>+</sup>	2.17	
	CEC	18.65	Saturation à l'acétate de sodium par centrifugation, dosage du sodium par photomètre à flamme
CE (dS/cm) à 25 °C		1.97	Conductivimétrie sur extrait de pate saturée
Calcaire total (%)		19.5	Méthode volumétrique par attaque à l'HCl
pH eau		8.01	Méthode électrométrique sur un rapport terre/eau = 1.25
Gypse (%)		0.02	Extraction par le carbonate d'ammonium, précipitation des sulfates par le chlorure de baryum, fixation par le glycérol et dosage par colorimétrie
Dolomite (%)		5.7	Détermination des carbonates totaux par l'attaque à l'HCl à chaud, déduction du carbonate de calcium
Cations solubles (méq/ l)	Ca <sup>++</sup>	17.94	Dosage par spectrophotométrie à flamme pour le K <sup>+</sup> , Na <sup>+</sup> et par spectrophotométrie d'absorption atomique pour le Ca <sup>++</sup> et le Mg <sup>++</sup> .
	Mg <sup>++</sup>	1.45	
	K <sup>+</sup>	0.71	
	Na <sup>+</sup>	6.04	
Anions solubles (méq/ l)	Cl <sup>-</sup>	8	Dosage par titrimétrie au nitrate d'argent.
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1.98	Méthode colorimétrique au chlorure de baryum.
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	2	Dosage par titrimétrie à l'acide sulfurique
	CO <sub>3</sub> <sup>-2</sup>	0	Dosage par titrimétrie à l'acide sulfurique
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.176	Dosage par colorimétrie au salicylate de sodium
	HPO <sub>4</sub> <sup>-2</sup>	0.0327	Dosage par colorimétrie
	BO <sub>3</sub> <sup>-3</sup>	1.169	Dosage par colorimétrie au carmin
MO (%)		2.22	Dosage du carbone organique par la méthode ANNE

## **2. METHODES D'ETUDES**

La conductivité hydraulique saturée est mesurée au laboratoire sur un dispositif à charge constante. Les mesures au laboratoire de la conductivité hydraulique à saturation sont sujettes à deux types d'erreurs (Fadl, 1979). L'erreur de bordure qui provient de l'écoulement préférentiel au niveau de l'interface sol – perméamètre, et la destruction de la structure du sol par le broyage et le tamisage durant la préparation de l'échantillon. Le premier type d'erreur est éliminé en utilisant le perméamètre de McNeal et Reeve (1964), le deuxième type d'erreur est minimisé en prenant des précautions pour uniformiser le matériau lors du remplissage du dispositif de mesure.

### **2. 1. Présentation du dispositif expérimental**

Le perméamètre est composé de deux parties distinctes (figure 5). Un tube de percolation de diamètre interne de 5.2 cm et de hauteur de 12 cm, avec un orifice à 10 cm pour garder la charge hydraulique constante ; et un couvercle divisé en deux régions concentriques, la région interne de diamètre 2.5 cm avec un orifice de 1.04 cm de diamètre, cette surface va servir pour le calcul de la conductivité hydraulique à saturation, la région externe est composée de deux orifice latéraux de diamètre 0.65 cm pour éliminer l'effet de bordure. Les deux parties sont fixées par une colle époxy, une maille en nylon a été collée sur le couvercle et une couche de gravier décalcifié de 0.5 cm est placée à la base du perméamètre pour éviter le colmatage des orifices.

### **2. 2. Calcul des concentrations en NaCl et CaCl<sub>2</sub>, 2H<sub>2</sub>O des solutions salines étudiées**

La gamme de sodicité retenue est comprise entre 0 et 30. Elle devrait permettre de mettre en évidence la dégradation structurale, évaluée par la variation de la conductivité hydraulique saturée, provoquée par le sodium échangeable. Dans cette gamme, le SAR de la solution du sol et le pourcentage du sodium échangeable sont numériquement très proches (U.S.S.L, 1954 ; Qadir et Schubert, 2002). La concentration saline étudiée, qui est de 20

mmole/l, correspond à un état non salin puisque sa conductivité électrique est de l'ordre de 2 dS/m.

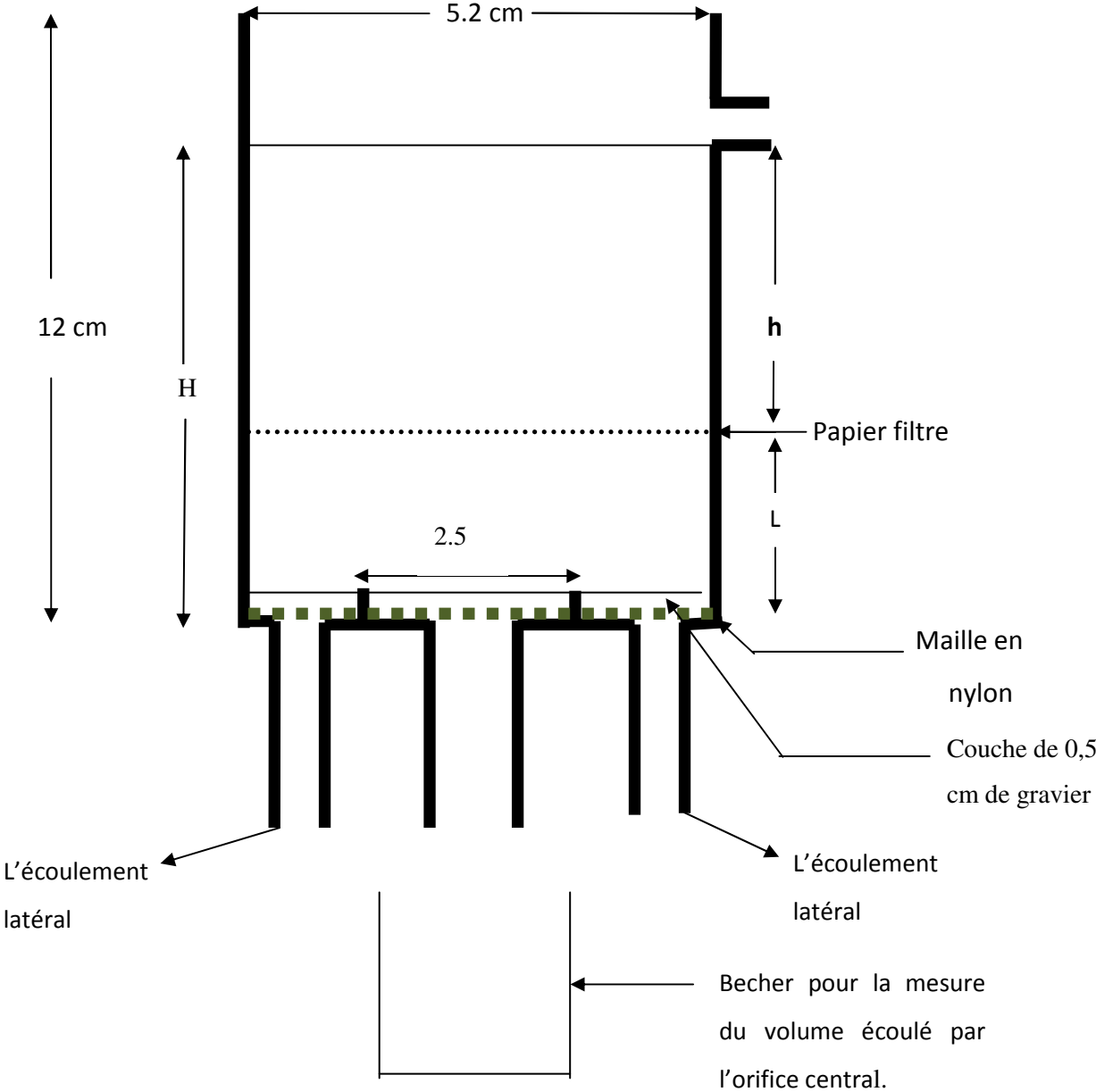


Figure 5. Schéma du perméamètre utilisé dans l'expérimentation (McNeal et Reeve, 1964)

Le Sodium Adsorption Ratio est calculé selon la relation suivante :

$$\text{SAR} = \text{Na}^+ / (\text{Ca}^{++}/2)^{0.5}$$

$\text{Na}^{++}$ ,  $\text{Ca}^{++}$  sont exprimée en mmole<sub>c</sub>/l.

Les solutions salines sont préparées à partir du NaCl et du CaCl<sub>2</sub>.2H<sub>2</sub>O.

Un exemple de calcul des quantités de NaCl et de CaCl<sub>2</sub>.2H<sub>2</sub>O pour la solution à concentration saline 20 mmole<sub>c</sub>/l et à SAR 10 est présenté.

Les conditions initiales sont :

$$\text{Ca}^{++} + \text{Na}^{++} = 20 \text{ mmole}_c/\text{l} \quad (1)$$

$$\text{Na}^+ / (\text{Ca}^{++}/2)^{0.5} = 10 \quad (2)$$

L'équation 2 nous donne  $\text{Na}^+ = 10 * (\text{Ca}^{++}/2)^{0.5}$ , en remplaçant la valeur de  $\text{Na}^+$  dans l'équation 1 on aura l'équation 3 comme suit :

$$\text{Ca}^{++} + 10 * (\text{Ca}^{++}/2)^{0.5} = 20 \quad (3)$$

On divise les deux parties de l'équation 3 par 2 on aura :

$$\text{Ca}^{++}/2 + 5 * (\text{Ca}^{++}/2)^{0.5} = 10 \quad (4)$$

On pose  $\text{Ca}^{++}/2 = X$ , cela donne :  $X + 5 X^{0.5} = 10 \quad (5)$

La résolution de l'équation 5 se fera comme suit :

$$\begin{aligned} 5 (X)^{0.5} &= 10 - X \rightarrow (5 X^{0.5})^2 = (10 - X)^2 \rightarrow 25X = 100 - 20X + X^2 \\ \rightarrow X^2 - 45X + 100 &= 0 \end{aligned} \quad (6)$$

L'équation 6 est une équation du second degré, sa résolution se fera par le calcul de  $\Delta$  comme suit :

$$\Delta = (-45)^2 - 4 * (100 * 1) = 1625.$$

Puisque  $\Delta > 0$ , donc l'équation 6 aura deux solutions comme suite :

$$X_1 = [(-45) - (1625)^{0.5}] / (2 * 1) = 2.344.$$

$$X_2 = [(-45) + (1625)^{0.5}] / (2 * 1) = 42.655.$$

Donc l'équation 6 a deux solutions qui sont :

Puisque  $Ca^{++}/2 = X$ , les 2 solutions de l'équation sont les suivantes :

Solution 1 :  $Ca^{++}_1 = 4.688 \text{ mmole}_c/l$

Solution 2  $Ca^{++}_2 = 85.31 \text{ mmole}_c/l$ .

La deuxième solution est rejetée car elle ne vérifié pas l'équation 1.

Donc la solution qui vérifiée les deux conditions est  $4.688 \text{ mmole}_c/l$ . En remplaçant la valeur du calcium dans l'équation 1 on aura le  $Na^+ = 15.312 \text{ mmole}_c/l$ .

Pour les autres solutions salines, la même démarche a été adoptée (tableau II).

Tableau II. Les données de préparation des solutions salines

SAR	Concentration saline			
	NaCl (mmole <sub>c</sub> /l)	CaCl <sub>2</sub> .2H <sub>2</sub> O (mmole <sub>c</sub> /l)	NaCl (mg/l)	CaCl <sub>2</sub> .2H <sub>2</sub> O (mg/l)
0	0	20	0	1470
5	10.75	9.24	628.87	679.14
10	15.31	4.68	895.92	343.98
15	17.33	2.66	1013.8	195.53
20	18.32	1.68	1071.72	123.48
25	18.97	1.03	1109	75.70
30	19.18	0.82	1122	60.27

Toutes les solutions préparées sont additionnées de 40 ppm de HgCl<sub>2</sub> afin d'inhiber l'activité biologique (McNeal et Reeve, 1964).

### 2. 3. Préparation de l'échantillon à la saturation

L'échantillon utilisé a été séché à l'air libre, broyé et tamisé à 1 mm (McNeal et Reeve, 1964). La prise d'essai utilisée est de 54.657 g avec un volume apparent de 53.066 cm<sup>3</sup>. Ce volume apparent a été calculé par la formule suivante :

$$V = \pi * (DI/2)^2 * H$$

où  $\pi = 3.14$

DI : diamètre interne du perméamètre (5.2 cm)

H = 2.5 cm

La prise d'essai a été divisée en 4 portions qui sont introduites avec précaution pour obtenir une hauteur de remplissage de 2.5 cm et une densité de remplissage de 1.03 (Mc Neal *et al.*, 1968). Un papier filtre a été placé au-dessus de l'échantillon pour éviter la mise en suspension des particules du sol lors de la saturation de l'échantillon et lors de la mesure de la conductivité hydraulique saturée. La mise en équilibre de l'échantillon est effectuée par les solutions de percolation, l'équilibre est supposé atteint lorsque la solution percolée et la solution saline initiale ont une conductivité électrique très proche, ou lorsque la conductivité électrique de la solution percolée ne varie plus avec le temps.

La saturation de l'échantillon tient compte également de la notion de volume poral, la quantité nécessaire de la solution saline pour mettre en équilibre l'échantillon correspond à un certain nombre de volumes poraux (Lahlou *et al.*, 1998).

La relation existant entre la porosité totale, la densité apparente et réelle d'un sol est donnée comme suite :

$$PT \% = (1 - d_a/d_r) * 100$$

PT : porosité totale (%),



da : densité apparente

dr : densité réel

Dans notre expérimentation, la densité réelle de l'échantillon est fixée à 2.65, la densité de remplissage est de 1.03, donc la porosité totale est égale :

$$PT \% = (1 - 1.03/2.65)*100 = (1 - 0.388)*100 = 61.13\%.$$

La porosité totale de l'échantillon dans le perméamètre est de 61.13%, puisque le volume apparent de l'échantillon est de 53.066 cm<sup>3</sup>, on aura :

$$\begin{array}{l} 61.132 \text{ cm}^3 \rightarrow 100 \text{ cm}^3 \\ X \text{ cm}^3 \rightarrow 53.066 \text{ cm}^3 \end{array}$$

$$X = 61.132 * 53,066 / 100 = 32.43 \text{ cm}^3, X = \text{le volume poral de l'échantillon} = 32.43 \text{ cm}^3$$

$$VP = 32.43 \text{ ml}$$

#### 2. 4. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation

Lorsque la mise en équilibre de l'échantillon est atteinte, la mesure de la conductivité hydraulique s'effectue, sous charge constante, en récoltant un volume suffisant pendant une heure (charge hydraulique de 7 cm, et charge constante à 10 cm durant l'expérimentation (figure 5).

Le calcul de conductivité hydraulique K à saturation se fait par la loi de darcy comme suit :

$$K = Q*L/A*(h+L)$$

K (cm/h) : la conductivité hydraulique du sol.

Q (cm<sup>3</sup>) : le débit écoulé pendant une heure de temps.

L (cm) : la hauteur de l'échantillon y compris la couche de gravier (= 3 cm).

h (cm) : la charge hydraulique (= 7 cm dans notre expérimentation).

A (cm<sup>2</sup>) : la section de la région interne (4.90 cm<sup>2</sup>).

Chaque mesure est réalisée en 3 répétitions. Il est à noter que la température durant l'expérimentation était comprise entre 16° et 22° C.

## 2. 5. La validité de la loi de darcy

La loi de darcy est appliquée lorsque la relation entre le flux ( $q = Q/A/T$ ) et le gradient hydraulique ( $H/L$ ) est linéaire. Dans ce cas, l'écoulement est dit laminaire, c'est-à-dire que les forces d'inerties sont négligeables par rapport aux forces de viscosité (Hillel, 2004).

Le critère quantitatif qui sépare le régime laminaire et le régime turbulent est le nombre de Reynolds qui se calcule ainsi :

$$N = \text{forces d'inertie} / \text{forces de viscosité} = d \cdot u \cdot \rho / \eta$$

d : est le diamètre effectif du pore (cm),

u : est la vitesse d'écoulement (cm/h),

$\rho$  : est la densité du liquide,

et  $\eta$  : est la viscosité dynamique en poises (g/cm.s)

Il est souvent admis que la relation entre le flux et le gradient hydraulique est souvent linéaire pour les matériaux poreux tant que le nombre de Reynolds est inférieur à 1 (Lal et Shukla, 2004). Au fur et à mesure que la vitesse de percolation augmente, spécialement dans les sols à texture grossière, les forces d'inertie augmentent, le régime laminaire change vers un régime turbulent, dans ce cas la loi de darcy n'est plus applicable (Hillel, 2004).

La déviation de la loi de darcy se rencontre aussi à des gradients hydrauliques faibles, surtout dans les sols argileux où l'écoulement peut être moins que proportionnel par rapport au gradient hydraulique (Miller et Low, 1969). Cette situation serait provoquée par l'adsorption de l'eau à la surface des particules argileuses, cette eau devient immobile (figure 6).

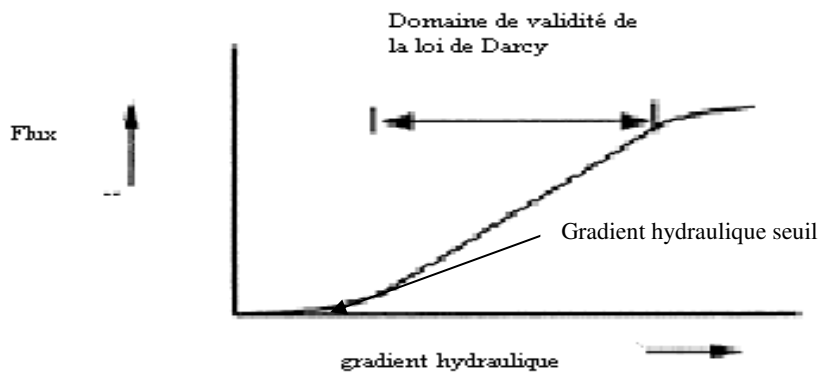


Figure 6. Domaine de validité de la loi de Darcy (Lal et Shukla, 2004)

## 2. 6. Le calcul du rayon hydraulique moyen

La relation existant entre un pore de rayon (  $r$  ) et le débit (  $Q$  ) dans un écoulement laminaire est décrit par la loi de Hagen-poiseuille (Arya et *al.*, 1999) :

$$Q = \rho * g * \pi * r^4 * H / 8 * \eta * L$$

$Q$  : le débit pendant une heure de temps ( $\text{cm}^3$ ),

$g$  : la constante de la gravité ( $981 \text{ cm/s}^2$ ),

$r$  : le rayon hydraulique ( $\mu\text{m}$ ),

$\rho$  : la densité de l'eau ,

$H/L$  : le gradient hydraulique ou  $H$  est égale à  $h+L$

et  $\eta$  : la viscosité dynamique de l'eau ( $\text{g/cm.s}$ )

L'équation montre que le débit est proportionnel au gradient hydraulique, mais aussi à la puissance quatre du rayon du capillaire. Cependant, il est inversement proportionnel à la viscosité du liquide (Hillel, 2004). La viscosité de l'eau dépend de la température, de la salinité des solutions de percolation et du type d'électrolyte (Hillel, 2004).

La concentration saline utilisée est faible (20 mmole/l) pour affecter la viscosité des solutions de percolation ; donc la température est le facteur influençant la viscosité dans notre expérimentation (Abdulagatov et Azizov, 2006). En ce qui concerne la densité des solutions de percolation, elle varie faiblement avec la température (Grant, 2005).

La loi de Hagen-poiseuille donne la relation entre le débit écoulé et la racine quatre du rayon hydraulique moyen d'un cylindre. Le débit écoulé est en relation avec la conductivité hydraulique saturée par la loi de darcy. De ce fait, il est possible d'utiliser la relation qui établit le lien entre la conductivité hydraulique saturée et le rayon hydraulique moyen dans un écoulement laminaire :

$$Q = \rho * g * \pi * R^4 * H / 8 * \eta * L \text{ (loi de Hagen-poiseuille)}$$

$$Q = Ks * S * H / L \text{ (loi de darcy)}$$

Q : est le débit écoulé pendant une heure de temps (cm<sup>3</sup>/h).

g : est la gravité (981 cm/s<sup>2</sup>),

R : est le rayon du capillaire (cm), ou rayon hydraulique moyen, ou rayon poral,

$\rho$  : est la densité des solutions salines (1),

H/L : est le gradient hydraulique ou H est égale à h+L (10 cm) et L est égale à 3 cm,

$\eta$  : est la viscosité dynamique des solutions salines (g/cm.s), (Annexe III),

S : est la surface du pore en cm<sup>2</sup> ( $\pi * R^2$ ),

Ks : est la conductivité hydraulique saturée (cm/h).

L'application de la loi de Hagen-poiseuille et la loi darcy donne la relation entre le rayon hydraulique moyen (ou rayon poral) et la conductivité hydraulique saturée :

$$R = ( Ks * 8 * \eta / g * \rho )^{1/2}$$

## CHAPITRE III. RESULTATS ET DISCUSSION

### 1. LA MISE EN EQUILIBRE AVEC LES SOLUTIONS SALINES

L'échantillon de terre sec a été mis en équilibre avec différentes solutions salines à concentration électrolytique constante (20 mmole<sub>e</sub>/l) et à sodicité croissante dans un premier temps, et dans un deuxième temps à une sodicité décroissante. La sodicité est exprimée par le SAR dans ce travail.

Le suivi de la mise en équilibre est réalisé en mesurant la conductivité électrique de chaque volume poral percolé jusqu'à ce que la conductivité électrique du percolât soit égale à celle de la solution de l'équilibre définie ici comme  $CE_0$  ou lorsque la conductivité électrique du percolât ne varie plus en fonction du temps. Pour cela la conductivité électrique relative a été calculée pour évaluer la mise en équilibre de l'échantillon de terre avec les différentes solutions salines utilisées. La conductivité électrique relative (CER) est égale à la conductivité électrique (CE) mesurée après percolation du volume poral divisée par la conductivité électrique de la solution d'équilibre  $CE_0$  (Annexe I). Il est à noter que durant cette expérimentation, la quantité nécessaire de solution pour saturer la porosité du sol est égale à 32,43 ml (soit un volume poral, VP).

#### 1. 1. L'allure des courbes de mise en équilibre

De l'analyse des courbes d'évolution de la conductivité électrique relative en fonction des volumes poraux cumulés obtenus, il ressort deux allures différentes.

##### 1. 1. 1. Premier type d'allure

Cette allure a été obtenue lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre sec avec la solution saline à sodicité nulle. Il est utile de rappeler que le premier volume poral a été utilisé pour saturer la porosité de l'échantillon qui est de 61,13 %.

L'allure de la figure 7 est composée de deux parties distinctes qui correspondent à deux phases de mise en équilibre.

La première phase est une courbe en cloche, elle est obtenue lors de la percolation des 3 premiers volumes poraux. La seconde phase démarre dès la percolation du 3<sup>ème</sup> volume poral, l'allure de la partie de la courbe correspondant à cette phase est relativement stable.

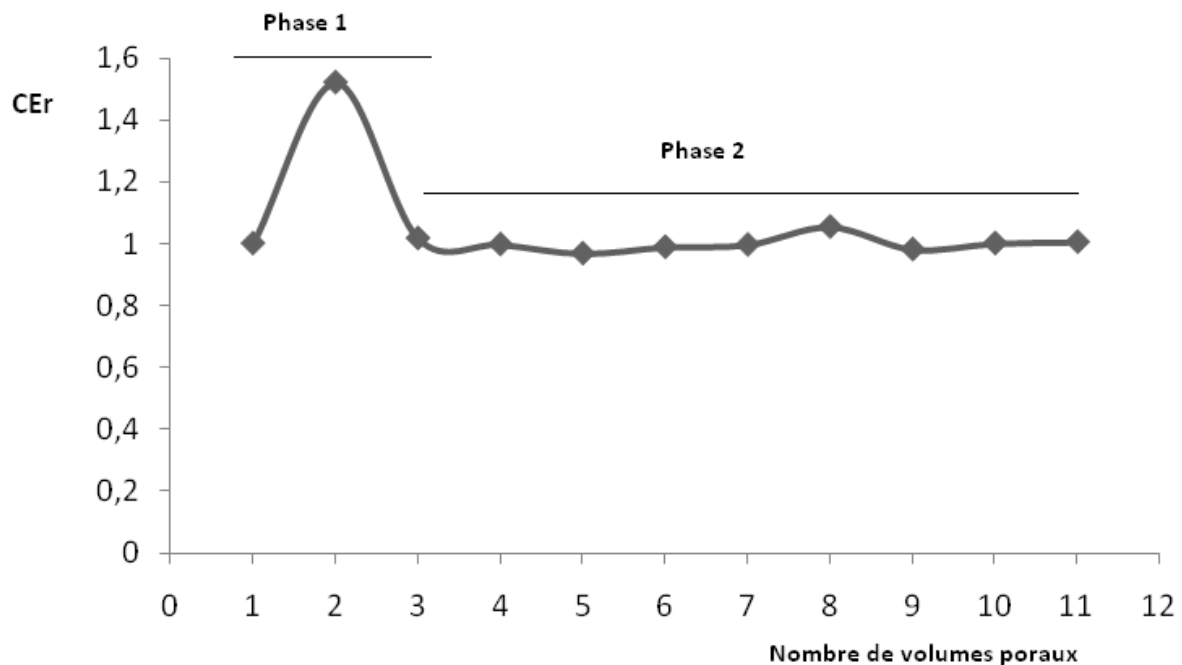


Figure 7. Evolution de la conductivité électrique relative en fonction du nombre de volumes poraux cumulés pour la solution saline à SAR 0

### 1. 1. 2. Deuxième type d'allure

Ce type d'allure est obtenu lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre (SAR 0) avec les solutions salines à sodicité croissante ou décroissante. La forme de la courbe obtenue est relativement stable (figure 8). Il est à noter que toutes les courbes d'évolution de la conductivité électrique relative en fonction des volumes poraux cumulés pour toutes les solutions salines à sodicité croissante et décroissante sont relativement identiques. Le choix s'est porté sur la présentation de la courbe d'évolution de la conductivité électrique relative en fonction des volumes poraux cumulés pour le SAR 5.

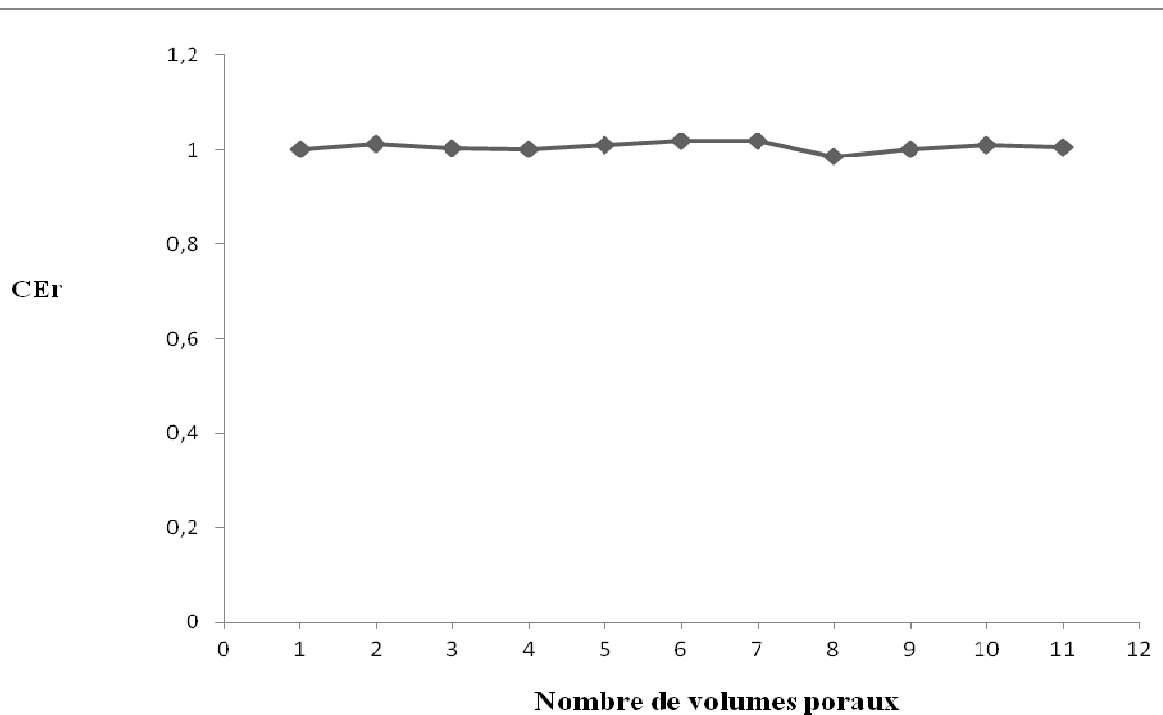


Figure 8. Evolution de la conductivité électrique relative en fonction du nombre de volumes poreux cumulés pour la solution saline à SAR 5

### 1.2. Le nombre de volumes poreux nécessaires pour l'équilibre

La figure 7 montre que la conductivité électrique varie lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre avec la solution saline. Une évolution remarquable est observée pour les premiers volumes poreux. À partir du troisième volume poral, l'évolution de la conductivité électrique devient relativement stable. De la figure 8, il ressort que l'évolution de la conductivité électrique en fonction des volumes poreux est relativement stable.

Une analyse de la variance à un facteur de variation est réalisée sur les données correspondant au SAR 0 présentées sur la figure 7 et de l'annexe I.

L'analyse de la variance a montré qu'il y a un effet significatif du nombre de volumes poreux cumulés sur la conductivité électrique ( $P = 0,0000$ ). Ce calcul est réalisé pour un seuil de signification de 0,05 ( $\alpha = 5\%$ ).

Le test de Newman-Keuls sur un seuil de probabilité de 0,05 permet de regrouper les valeurs de conductivité électrique obtenue à chaque volume poral percolé en groupe homogènes.

Les groupes homogènes sont : Groupe (a) : VP 1, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11.

Groupe (b) : VP 3.

Groupe (c) : VP 8.

Groupe (d) : VP 2.

La comparaison des conductivités électriques obtenues à différent volumes poraux montre qu'à partir du volume poral 4, l'équilibre est atteint entre la solution du sol et le complexe adsorbant. L'ajout d'autres volumes poraux a pour but de s'assurer davantage de l'obtention de l'équilibre entre la solution de percolation et l'échantillon de terre. L'utilisation d'un nombre de volumes poraux compris entre 11 et 16 permet de s'assurer complètement de la mise en équilibre de la solution avec le complexe adsorbant de l'échantillon de terre.

### **1. 3. Synthèse et discussion**

L'analyse de l'évolution de la conductivité électrique relative en fonction des volumes poraux cumulés a fait ressortir deux types d'allure (figure 7 et figure 8). De nombreux travaux ont montré que l'équilibre entre la solution du sol et le complexe adsorbant est atteint entre 10 et 15 volumes poraux cumulés (Curtin et *al.*, 1994 ; Levy et *al.*, 2005). Les résultats obtenus montrent que la mise en équilibre est, statistiquement, obtenue avec 4 volumes poraux percolés. Pour s'assurer que la mise en équilibre chimique de la solution avec l'échantillon de terre, la percolation se poursuit jusqu'à ce que la conductivité électrique de la solution percolée soit comparable à celle de la solution initiale. Cette opération nécessite entre 11 et 16 volumes poraux.

### **Conclusion**

Le nombre de volume poral nécessaire pour mettre en équilibre l'échantillon de terre avec les différentes solutions salines utilisées durant l'expérimentation varie entre 11 et 16 volumes poraux (Annexe I).



## 2. EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE EN FONCTION DE LA SODICITE CROISSANTE

Les résultats obtenus ont été traités statistiquement en déterminant l'erreur standard de la moyenne suivant un intervalle de confiance de 95 %. L'erreur standard de la moyenne pour chaque SAR est calculée par la formule suivante :

$$ES = (\delta/\sqrt{n})$$

où  $\delta$  est l'écart type, et  $n$  est le nombre de répétitions par mesure (3).

L'erreur standard est multipliée par  $t_{1-\alpha/2}$  critique ( $\alpha = 0,05$ ) pour un degré de liberté de  $n - 1$  pour trouver l'intervalle de confiance à 95% (Saville et Rowarth , 2008).

### 2.1. Augmentation de la sodicité selon un incrément de +5 (SAR 0, 5, 10, 15, 20, 25, 30)

La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre présente des valeurs comprises entre 0.50 cm/h et 2.28 cm/h (figure 9). La valeur la plus élevée est obtenue avec le SAR 5, et la valeur la plus faible est obtenue avec le SAR 30. A partir de SAR 5, la conductivité hydraulique saturée diminue de façon relativement régulière lorsque le SAR augmente (tableau III).

*Tableau III. Les Valeurs de la conductivité hydraulique saturée (KSm) de l'échantillon de terre en fonction d'une sodicité croissante*

SAR	0	5	10	15	20	25	30
KSm±ES <sub>α</sub> (cm/h)	2,06 ±0,05	2,28±0,52	1,79±0,46	1,16±0,57	0,77±0,75	0.73±0,37	0.51±0,39

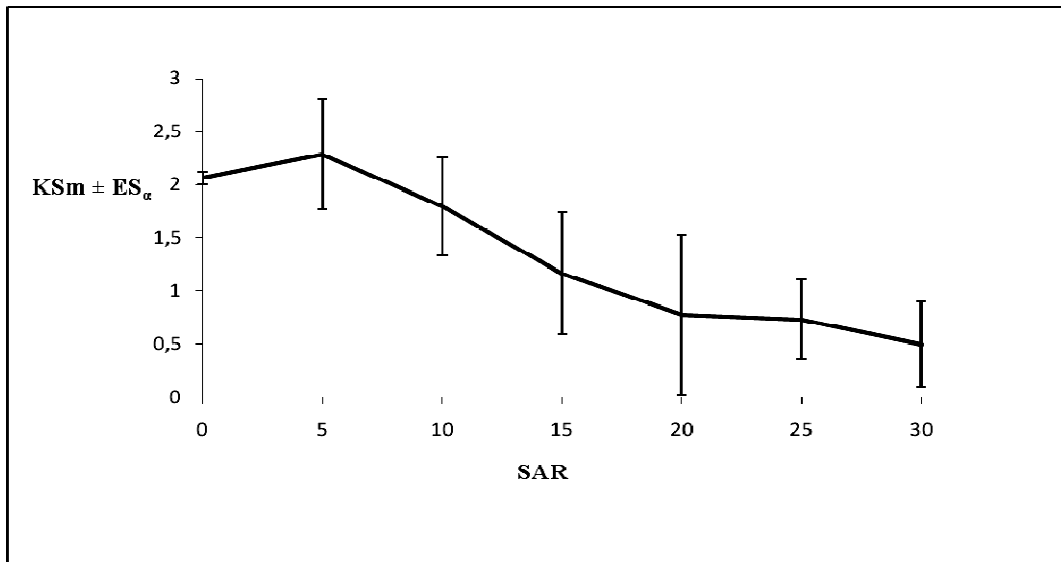


Figure 9. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction d'une sodicité Croissante (0, 5, 10, 15, 20, 25, 30)

L'analyse de la variance à un seul facteur de variation montre que la sodicité croissante a un effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée ( $P = 0,000025$ ) (annexe II).

Le test de Newman-Keuls (pour  $\alpha = 0,05$ ) permet de regrouper les valeurs de conductivité hydraulique saturée selon les groupes homogènes suivants :

Groupe (a) : SAR 0, SAR 5, SAR 10

Groupe (b) : SAR 15, SAR 20, SAR 25, SAR 30.

Le seuil de sensibilité de cet échantillon à l'effet de la sodicité, en présence d'une faible concentration saline (20 mmole<sub>c</sub>/l), serait compris entre le SAR 10 et le SAR 15.

## 2.2. Augmentation de la sodicité selon un incrément de +15 (SAR 0, 15, 30)

La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre présente des valeurs comprises entre 2,28 et 0,83 cm/h (figure 10). La valeur la plus élevée a été obtenus à SAR 0, tandis que la valeur la plus faible est obtenue à SAR 30. La conductivité hydraulique saturée diminue au fur et à mesure que la sodicité augmente (tableau IV).

Tableau IV. Les valeurs de conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre en fonction d'une sodicité croissante

SAR	0	15	30
KSm± ESα (cm/h)	2,28±0,78	1,68±0.53	0,83±0,57

L'analyse de la variance à un seul facteur montre que la sodicité croissante a un effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée ( $P = 0,010229$ ) (annexe II).

Le test de Newman-Keuls permet de regrouper les valeurs de conductivité hydraulique saturée selon les groupes homogènes suivant :

Groupe (a) : SAR 0, SAR 15.

Groupe (b) : SAR 30.

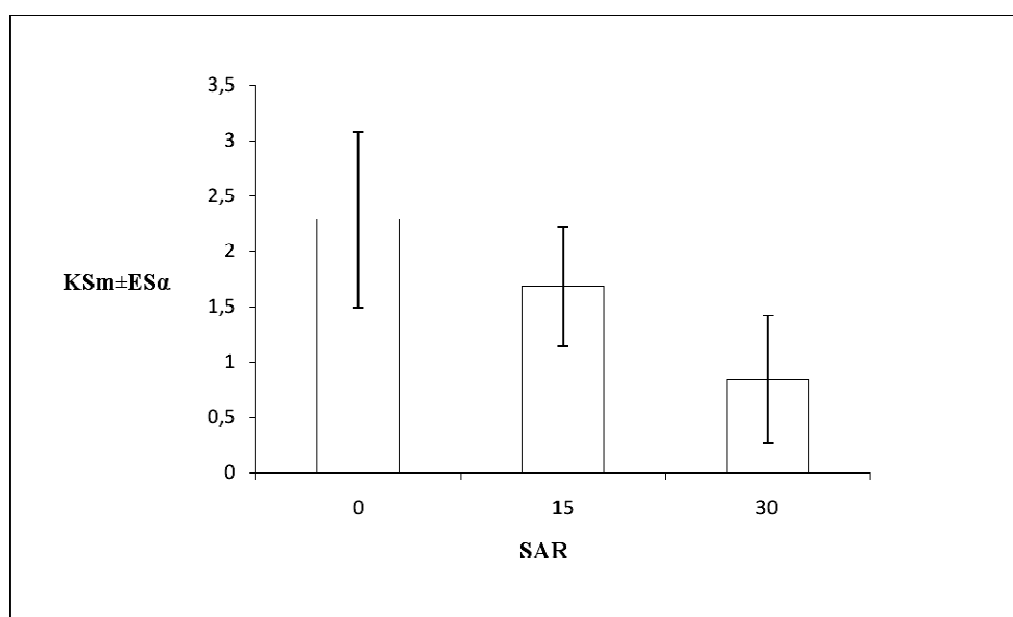


Figure 10. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction d'une sodicité croissante (0, 15, 30)

Le seuil de sensibilité de l'échantillon de terre à la sodicité en présence d'une faible salinité (20 mmole/l) serait compris entre SAR 15 et 30.

### 2.3. Augmentation de la sodicité selon un incrément de + 30 (SAR 0, SAR 30)

Les valeurs de conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre sont comprises entre 1,89 et 0,85 cm/h (figure 11). La valeur la plus élevée est obtenue à SAR 0, tandis que la valeur la plus faible est obtenue à SAR 30. La conductivité hydraulique saturée diminue lors de l'augmentation de la sodicité de 0 à 30 (tableau V).

Tableau V. Les valeurs de conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre en fonction d'une sodicité croissante

SAR	0	30
$K_{Sm} \pm ES_{\alpha}$ (cm/h)	$1.89 \pm 0,35$	$0,85 \pm 0,30$

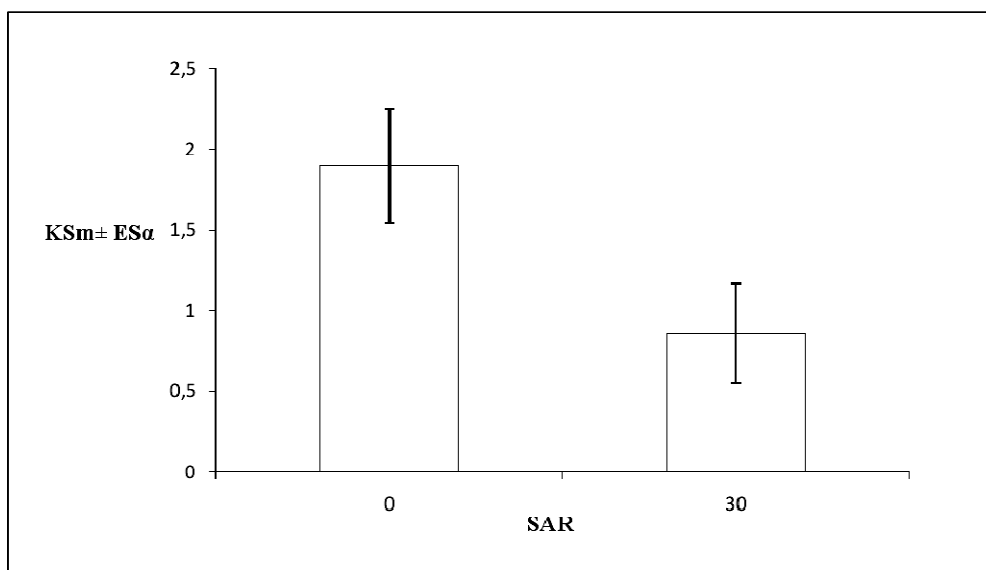


Figure 11. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction d'une sodicité croissante (0,30)

La comparaison des deux moyennes de conductivités hydrauliques saturées à SAR 0 et 30 s'est fait avec le test de la plus petite différence significative (PPDS) à un seuil de probabilité de 0,05. Les résultats sont présentés dans le tableau VI.

Tableau VI. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique saturée obtenues à SAR 0 et SAR 30

SAR	0	30
KSm ± ES (cm/h)	1.89±0,12	0.85±0.10
PPDS		0.66
Différence observée		1.04
Signification		S

S : différence significative au seuil de probabilité de 0,05

Le test de la PPDS a montré que la conductivité hydraulique saturée obtenue à SAR 0 est significativement différente de celle obtenue à SAR 30.

#### 2.4. Synthèse et discussion

L'augmentation de la sodicité avec un incrément de + 5, + 15, + 30 a un effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre dans ces conditions non salines (Concentration électrolytique de 20 mmole<sub>c</sub>/l). D'une façon générale, la conductivité hydraulique saturée diminue au fur et à mesure que la sodicité augmente comme l'ont déjà montré de nombreux travaux (McNeal et *al.*, 1968, Frenkel et *al.*, 1978, Daoud, 1993 ; Levy et *al.*, 2005). L'augmentation de la conductivité hydraulique saturée à SAR 5 serait due à la méthode de saturation de l'échantillon de terre qui a provoqué le piégeage de l'air et sa libération lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre à SAR 5 (Moutier et *al.*, 1998). Les résultats obtenus ont montré que la diminution de la conductivité hydraulique saturée est plus prononcée lors de l'augmentation de la sodicité avec un incrément de + 5 par rapport à une augmentation de la sodicité avec un incrément de + 15 et + 30 (figure 12). De nombreux travaux ont montré qu'une augmentation faible et progressive du taux de sodium échangeable a un impact plus important sur la dispersion des particules argileuses et donc sur la conductivité hydraulique saturée (Lebron et Suarez, 1992 ; Levy et *al.*, 1998 ; Aydin et *al.*, 2004). Le gonflement interparticulaire est fortement influencé par la progression de la sodicité d'un incrément de + 5, car le gonflement est un processus continu et qui augmente au fur et à mesure que la sodicité augmente (Keren et Ben-hur, 2003).

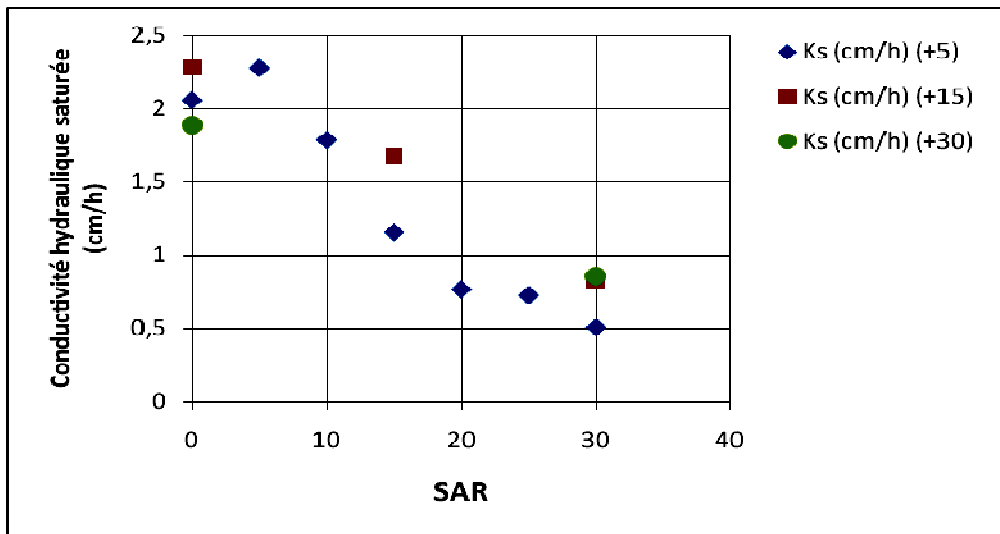


Figure 12. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité croissante pour les 3 incréments de SAR

## Conclusion

Le seuil de sensibilité de l'échantillon de terre à la sodicité varie en fonction de l'incrément. Ces résultats montrent que les modalités de progression de la sodicité affectent l'évolution de la conductivité hydraulique saturée.

## 3. EVOLUTION DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE EN FONCTION DE LA SODICITE DECROISSANTE

### 3.1. Diminution de la sodicité selon un incrément de -5 (SAR 30, 25, 20, 15, 10, 5, 0)

La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre présente des valeurs comprises entre 0,51 et 0,35 cm/h. La valeur la plus élevée est obtenue à SAR 30, par contre la valeur la plus faible est obtenue à SAR 15 (figure 13). D'une façon générale, La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre mis en équilibre avec la solution à SAR 30 a sensiblement augmenté lors de la mis en équilibre avec les solutions salines à SAR 25 et SAR 20, ensuite, il se produit une diminution à SAR 15, et enfin une stabilisation des valeurs de conductivité hydraulique saturée avec les SAR 10, 5 et 0 (tableau VII).

Tableau VII. Les valeurs de conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre à SAR décroissant

SAR	30	25	20	15	10	5	0
$K_{Sm} \pm ES_{\alpha}$ (cm/h)	$0,51 \pm 0,39$	$0,55 \pm 0,30$	$0,59 \pm 0,58$	$0,35 \pm 0,29$	$0,39 \pm 0,18$	$0,38 \pm 0,15$	$0,40 \pm 0,18$

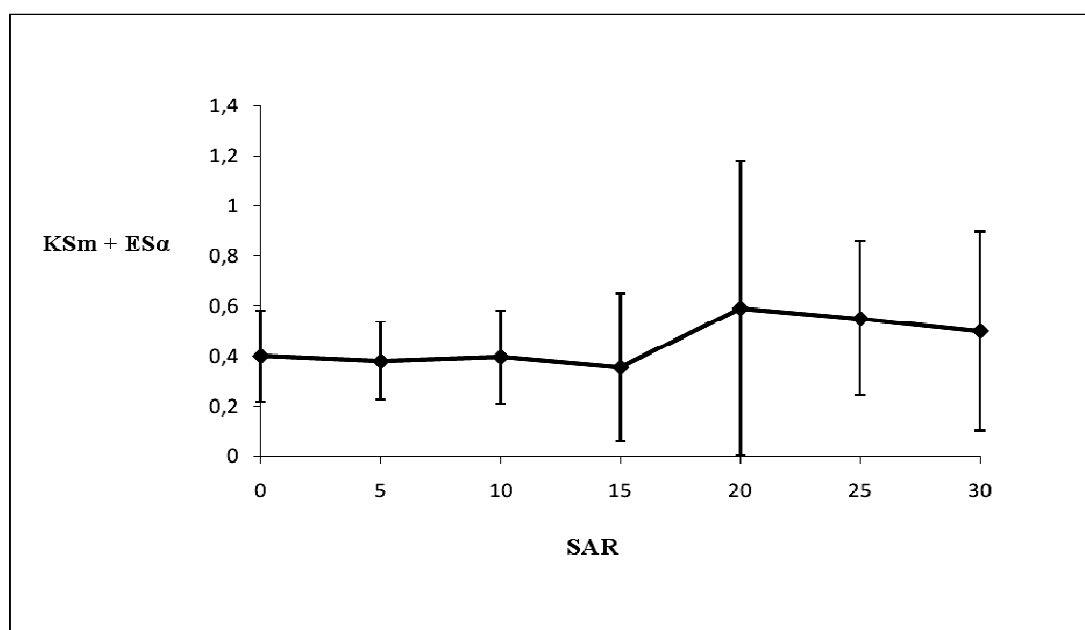


Figure 13. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction d'une sodicité décroissante (30, 25, 20, 15, 10, 5, 0)

L'analyse de la variance montre que la sodicité décroissante n'a pas d'effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée ( $P = 0,803325$ ) (annexe II).

### 3.2. Diminution de la sodicité selon un incrément de -15 (SAR 30, 15, 0)

La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre présente des valeurs comprises entre 0,84 et 0,41 cm/h. La valeur la plus élevée est obtenue à SAR 30, tandis que la valeur la plus faible est obtenue à SAR 0 (figure 14). La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre diminue avec la diminution du SAR (tableau VIII).

Tableau VIII. Les valeurs de conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre à SAR 30, SAR 15, et SAR 0

SAR	30	15	0
KSm± ES <sub>α</sub> ( cm/h)	0.84±0,57	0,53±0,29	0,41±0,34

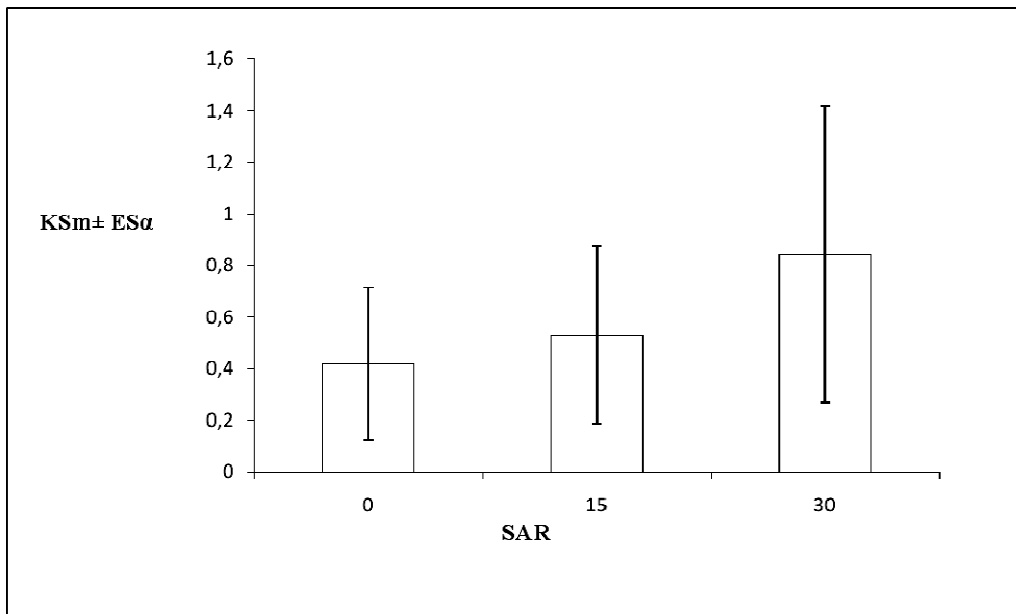


Figure 14. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction d'une sodicité décroissante (30, 15,0)

L'analyse de la variance montre que la sodicité décroissante n'a pas d'effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée (P = 0,179599) (annexe II).

### 3.3. Diminution de la sodicité selon un incrément de -30 (SAR 30, 0)

Les valeurs de conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre sont comprises entre 0,85 et 0,71 cm/h. La valeur la plus élevée est obtenue à SAR 30, tandis que la plus faible valeur est obtenue à SAR 0 (figure 15). La conductivité hydraulique saturée diminue lorsque le SAR diminue (tableau IX).



Tableau IX. La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre à SAR 30 et SAR 0

SAR	30	0
$KSm \pm ES_{\alpha}$	$0.85 \pm 0.30$	$0,71 \pm 0,33$

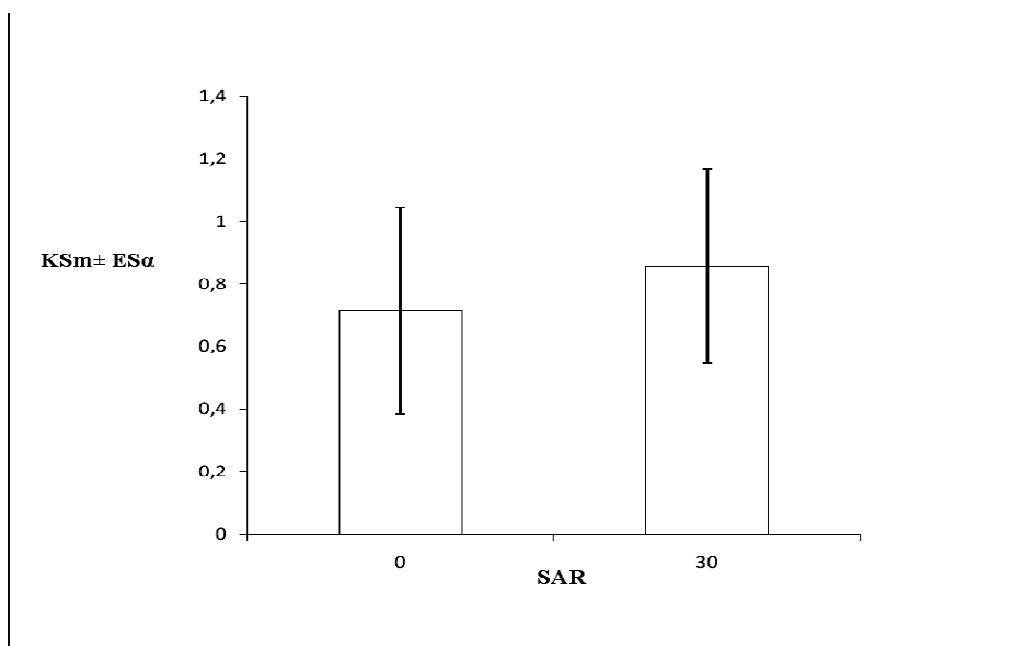


Figure 15. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction d'une sodicité décroissante (30,0)

La comparaison des deux moyennes de conductivités hydrauliques saturées à SAR 30 et 0 s'est faite avec le test de la plus petite différence significative (PPDS) à un seuil de probabilité de 0,05. Les résultats sont présentés dans le tableau X.

Tableau X. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique saturée obtenues à SAR 30 et SAR 0

SAR	30	0
Ksm ± ES (cm/h)	0.85±0.10	0,71±0.11
PPDS	0,63	
Différence observée	0,14	
signification	NS	

NS : différence non significative au seuil de probabilité de 0,05

Le test de la PPDS a montré que la conductivité hydraulique saturée obtenue à SAR 30 n'est pas significativement différente à celle obtenue à SAR 0.

### 3.4. Synthèse et discussion

La diminution de la sodicité avec des incréments de - 5, -15 et - 30 n'a pas d'effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre (figure 16).

La mise en équilibre de l'échantillon de terre avec des solutions salines à sodicité décroissante (incrément de - 5) a provoqué une légère augmentation de la conductivité hydraulique saturée avec la solution saline à sodicité 25 et 20 par rapport à la conductivité hydraulique saturée à sodicité de 30. Il se produit ensuite une chute à SAR 15 et une tendance à la stabilisation de la conductivité hydraulique saturée à SAR 10,5 et 0.

Lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre avec des solutions salines à sodicité décroissante (incrément de - 15), la conductivité hydraulique saturée a sensiblement diminué entre SAR 30 et 15, elle tend à se stabiliser ensuite entre SAR 15 et SAR 0.

Lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre avec une solution saline à sodicité de 0 (incrément de - 30), il se produit une diminution sensible de la conductivité hydraulique saturée par rapport à SAR 30 (figure 16).

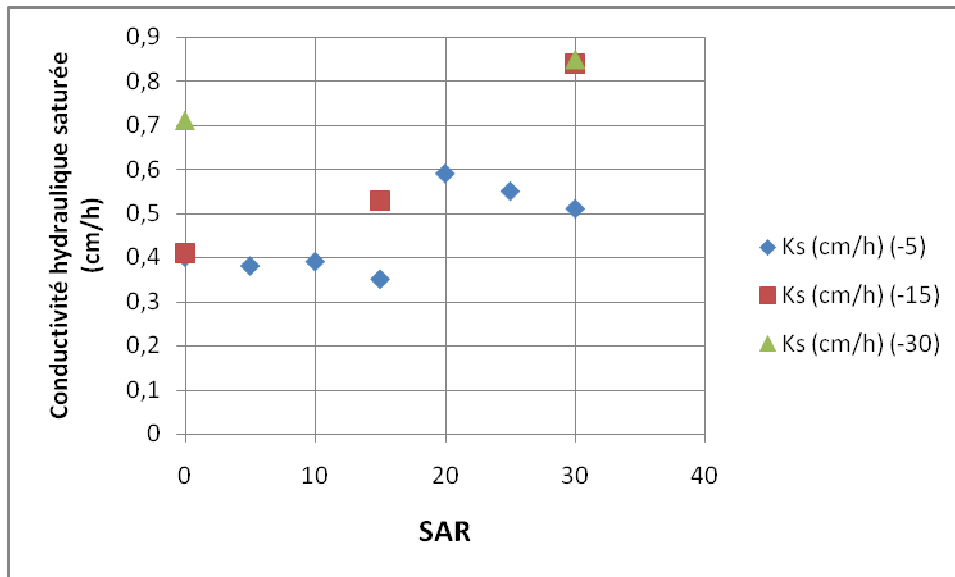


Figure 16. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction du SAR décroissant pour les 3 incréments de SAR

## Conclusion

Ces résultats montrent que l'apport du calcium avec un incrément de + 5, + 15 et + 30 n'a pas amélioré de façon notable la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre en condition non saline.

## 4. EVALUATION DE LA REVERSIBILITE DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE SATUREE

Une comparaison des moyennes de conductivités hydrauliques obtenues lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre avec des solutions salines à sodicité croissante et décroissante est réalisée par le test de la ppds pour  $\alpha = 0,05$ .

### 4. 1. Variations du SAR selon un incrément de 5

Les valeurs de la conductivité hydraulique saturée obtenues avec des solutions salines à SAR croissants ( 0,5,10,15,20,25,30) sont comparées avec celles obtenues avec des solutions salines à SAR décroissants ( 30,25,20,15,10,5,0).

Les résultats obtenus montrent un écart entre les 2 courbes. Cet écart est relativement plus important pour les plus faibles niveaux de sodicité (figure 17).

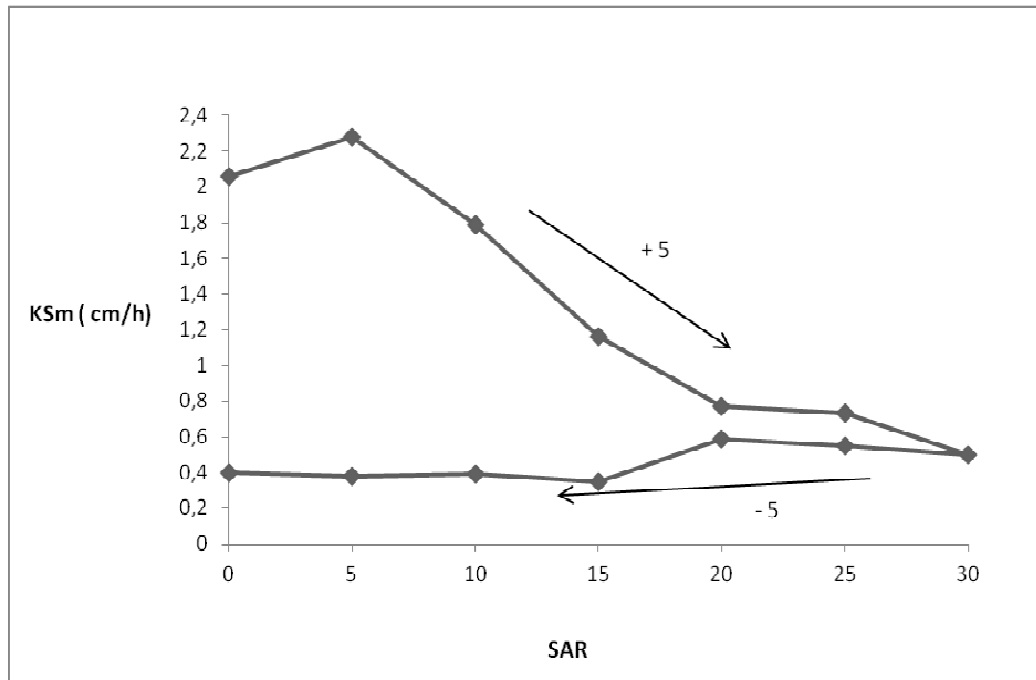


Figure 17. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction du SAR croissant (0,5,10,15,20,25,30) et du SAR décroissant (30,25,20,15,10,5,0)

Le tableau XI montre que les valeurs moyennes de la conductivité hydraulique saturée obtenues avec les SAR croissants 0, 5, 10 sont statistiquement différentes et supérieures aux valeurs moyennes de la conductivité hydraulique saturée avec les SAR décroissants 10, 5, 0. Pour les SAR 15, 20 et 25, les valeurs obtenues ne présentent pas de différence significative entre les SAR croissants et les SAR décroissants.

Tableau XI. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique saturée selon le sens de variation du SAR (0,5,10,15,20,25 et 25,20,15,10,5,0)

SAR	KSm± ES (cm/h) SAR croissants	KSm±ES (cm/h) SAR décroissants	Différence observée	PPDS	Interprétation
0	2,06 ±0,02	0,40±0.06	1.66	0.24	S
5	2,28±0.17	0,38±0.05	1.90	0.66	S
10	1,79±0.15	0,39±0.06	1.40	0.63	S
15	1,16±0.19	0,35±0.10	0.81	0.87	NS
20	0,77±0.25	0,59±0.20	0.18	1.35	NS
25	0,73±0.12	0,55±0.10	0.18	0.66	NS

S : différence significative à un seuil de 0,05      NS : différence non significative à un seuil de 0,05.

#### 4. 2. Variations du SAR selon un incrément de 15

La comparaison des valeurs de la conductivité hydraulique saturée obtenues avec des solutions salines à SAR croissants (0, 15,30) est réalisée avec celles obtenues avec des solutions salines à SAR décroissants (30, 15, 0).

Les résultats obtenus montrent un écart entre les 2 courbes. Cet écart est relativement plus important pour le plus faible niveau de sodicité (figure 18).

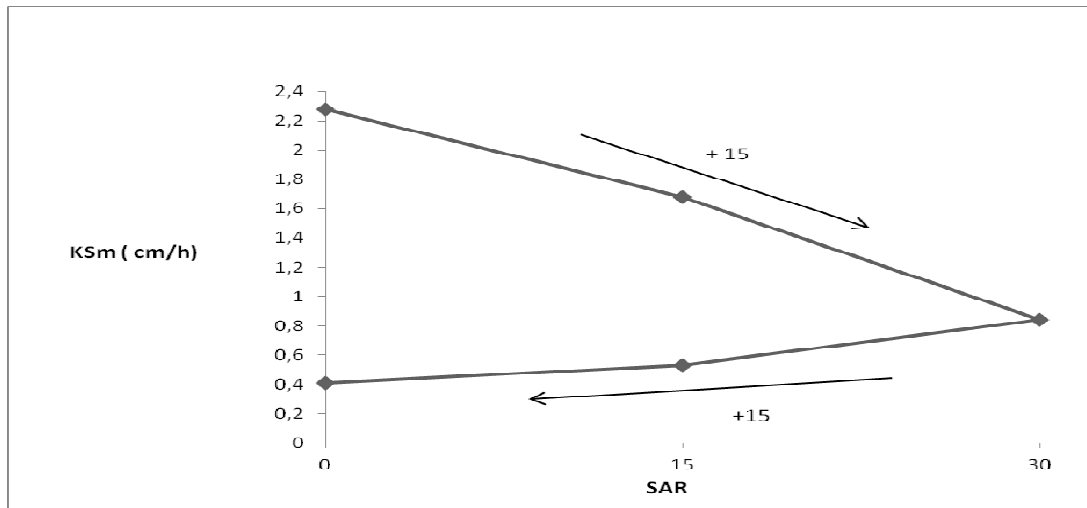


Figure 18. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction du SAR croissant (0,15,30) et du SAR décroissant (30,15,0)

Le tableau XII montre que les valeurs moyennes de la conductivité hydraulique saturée obtenues avec les SAR croissants 0, 15 sont statistiquement différentes et supérieures aux valeurs moyennes de la conductivité hydraulique saturée avec les SAR décroissants 15, 0.

Tableau XII. Test de la PPDS sur les valeurs de conductivité hydraulique saturée selon le sens de variation du SAR (0, - 15, 0)

SAR	KSm±ES (cm/h) SAR croissants	KSm±ES (cm/h) SAR décroissants	Différence observé	PPDS	Interprétation
0	2,28±0.26	0,41±0.10	1.87	1.08	S
15	1,68±0.18	0,53±0.11	1,15	0.87	S

S : différence significative à un seuil de probabilité de 0,05.

#### 4. 3. Variations du SAR selon un incrément de 30

La comparaison de la conductivité hydraulique saturée obtenus à SAR 0 (valeur initiale) est réalisée avec celle obtenue à SAR 0 dans le sens d'une sodicité décroissante (SAR 30 → SAR 0) (figure 19).

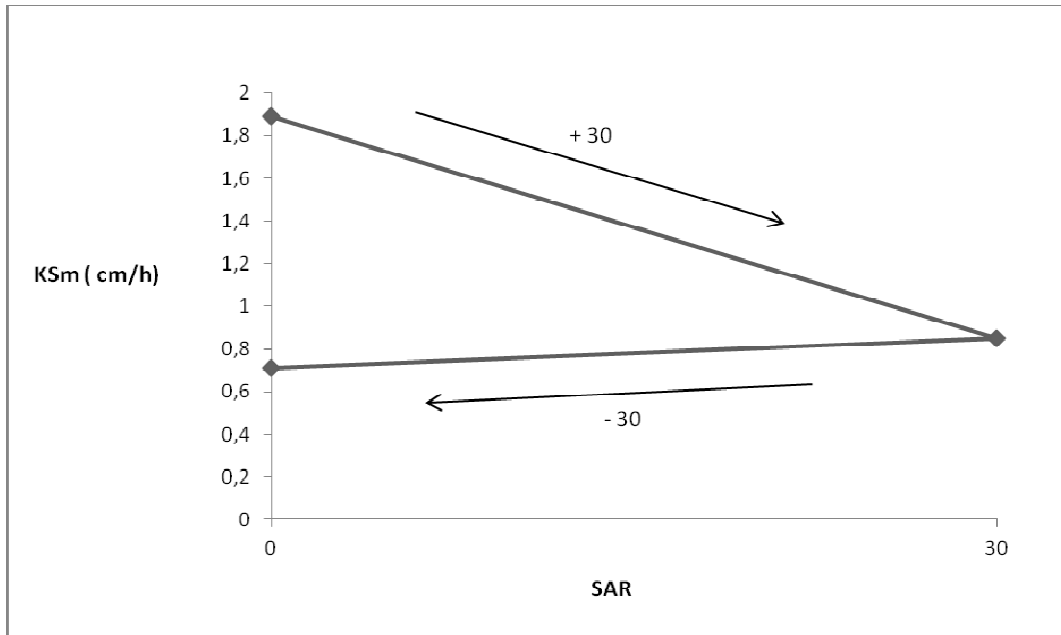


Figure 19. Evolution de la conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité croissante (0, 30) et décroissante (30,0)

La différence entre la conductivité hydraulique saturée moyenne initiale (SAR 0) est significativement différente et supérieure à celle obtenue à SAR 0 en sodicité décroissante (tableau XIII).

Tableau XIII. Test de la PPDS sur la valeur de conductivité hydraulique saturée obtenu à SAR 0 (valeur initiale) par rapport à celle obtenue à SAR 0 en sodicité décroissante

SAR	Ks±ES (cm/h) Valeur initiale	KSm±ES (cm/h) SAR décroissant	Différence observée	PPDS	Interprétation
0	1,89±0.12	0,71±0.11	1,18	0.69	S

S : différence significative à un seuil de probabilité de 0,05.

#### 4.4. Synthèse et discussion

La comparaison des moyennes de conductivité hydraulique saturée en fonction du sens de variation de la sodicité (croissante et décroissante) et de l'incrément de variation (5, 15, 30) a montré que les différences entre les moyennes obtenues lors de l'augmentation de la sodicité et lors de la diminution de la sodicité sont généralement significativement différentes à un seuil de probabilité de 0,05.

Pour l'incrément +5 et pour les sodicités élevées (SAR 25 et SAR 20), les différences ne sont pas significatives. Les différences entre les moyennes de la conductivité hydraulique saturée sont plus prononcées aux faibles niveaux de la sodicité.

### **Conclusion**

La comparaison des conductivités hydrauliques moyennes obtenues en fonction du sens de variation de la sodicité a montré que les différences entre les moyennes des valeurs de la conductivité hydraulique saturée sont plus remarquables aux faibles niveaux de la sodicité.

La diminution de la conductivité hydraulique sous l'effet de la sodicité ne serait pas réversible dans nos conditions expérimentales.

## **5. EVALUATION DU RAYON HYDRAULIQUE MOYEN**

Le rayon hydraulique moyen a été calculé pour chaque valeur mesurée de conductivité hydraulique saturée.

L'application de la loi de Hagen-poiseuille et la loi darcy, donne la relation entre le rayon hydraulique moyen (ou rayon poral) et la conductivité hydraulique saturée :

$$R = ( K_s \cdot 8 \cdot \eta / g \cdot \rho )^{1/2}$$

### **5. 1. La variation des rayons hydrauliques moyens de l'échantillon de terre en fonction de la sodicité croissante SAR (0,5,10,15,20,25,30), SAR ( 0,15,30) et SAR ( 0,30)**

Les résultats des calculs du rayon hydraulique moyen de l'échantillon de terre sont présentés dans le tableau XIII. L'analyse de la variance réalisée sur les résultats obtenus montre un effet signification de la sodicité sur la variation du rayon hydraulique moyen (annexe III).

Le test de Newman-Keuls permet de classer les traitements en groupes homogènes (tableau XIV). L'analyse de ce tableau montre que le rayon poral moyen de l'échantillon de terre est inversement proportionnel à la sodicité croissante de l'échantillon de terre.



*Tableau XIV. Les valeurs du rayon hydraulique moyen (Rm) de l'échantillon de terre en fonction d'une sodicité croissante de l'échantillon selon les incréments de variation du SAR*

SAR	0	5	10	15	20	25	30
Rm±ES <sub>α</sub> ( μm)	2,15±0,00	2,24±0,18	2,11±0,15	1,60±0.40	1,28±0.75	1,30±0.32	1,00±0.66
Groupe homogènes	a,b	b	a,b	c,a	c	c	d
Rm±ES <sub>α</sub> ( μm)	2,32±0,41			1,99±0,31			1,38±0,47
Groupe homogènes	a			a			b
Rm±ES <sub>α</sub> ( μm)	2,14±0,19						1,43±0,26
Groupe homogènes	a						b

**5. 2. La variation des rayons hydrauliques moyens de l'échantillon de terre en fonction de la sodicité décroissante avec un SAR (30,25,20,15,10,5,0), SAR (30,15,0) et un SAR (30,0)**

L'analyse de la variance montre qu'il n'y a pas d'effet significatif de la sodicité décroissante sur le rayon poral moyen de l'échantillon de terre (annexe III, tableau XV).

Tableau XV. Les valeurs du rayon hydraulique moyen ( $R_m$ ) de l'échantillon de terre en fonction d'une sodicité décroissante de l'échantillon selon l'incrément de variation du SAR

SAR	30	25	20	15	10	5	0
$R_m \pm ES_\alpha (\mu m)$	1,00± 0,66	1,14±0,33	1,15±0,59	0,90±0,38	0,96±0,23	0,94±0,19	0,95±0,22
Groupe homogène	a	a	a	a	a	a	a
$R_m \pm ES_\alpha (\mu m)$	1,38±0,47			1,10±0,34			0,98±0,33
Groupe homogène	a			a			a
$R_m \pm ES_\alpha (\mu m)$	1,43±0,26						1,30±0,32
Groupe Homogène	a						a

### 5.3. Synthèse et discussion

Le rayon hydraulique moyen a été calculé en utilisant le formalisme entre la loi de Darcy et la loi de Hagen-Poiseuille. Les résultats obtenus ont montré que le rayon hydraulique moyen est inversement proportionnel à la sodicité croissante du sol. L'analyse de la variance a montré qu'il y a un effet significatif de la sodicité croissante (incrément de +5, +15, +30) sur le rayon hydraulique moyen de l'échantillon de terre. Lors de la mise en équilibre de l'échantillon de terre avec des solutions salines à sodicité décroissante, l'analyse de la variance a montré qu'il n'y a pas d'effet significatif de la sodicité décroissante (-5, -15, -30) sur le rayon hydraulique moyen.

### Conclusion

Le rayon hydraulique moyen de l'échantillon de terre étudié est inversement proportionnel à la sodicité croissante des solutions salines utilisées.

## 6. SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Le but de ce travail est d'évaluer l'influence de la sodicité sur la réversibilité de la conductivité hydraulique saturée d'un échantillon de terre. La conductivité hydraulique saturée a été mesurée avec le dispositif de McNeal et Reeve (1964) sur une gamme de sodicité variant de 0 à 30 avec des incréments variables, et avec une concentration électrolytique constante de 20 mmole<sub>c</sub>/l.

La mise en équilibre est, statistiquement, obtenue avec 4 volumes poraux percolés. Pour s'assurer que la mise en équilibre chimique de la solution avec l'échantillon de terre, la percolation se poursuit jusqu'à ce que la conductivité électrique de la solution percolée soit comparable à celle de la solution initiale. Cette opération nécessite entre 11 et 16 volumes poraux. Ce résultat est comparable à ceux de certains travaux qui ont obtenu un équilibre pour une même gamme de sodicité après la percolation de 10 à 15 volumes poraux (Curtin *et al.*, 1994 ; Levy *et al.*, 2005).

Le seuil de sensibilité de l'échantillon de terre à la sodicité varie en fonction de l'incrément de croissance du SAR. Les résultats obtenus montrent que les modalités d'augmentation de la sodicité affectent l'évolution de la conductivité hydraulique saturée.

La sodicité croissante avec les différents incréments utilisés (+ 5, + 15, + 30) provoque une diminution significative de la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre. Cette diminution est plus importante lors de l'augmentation de la sodicité avec un incrément de + 5. Ce comportement s'expliquerait par le fait que le gonflement est un processus continu qui réduit la taille des pores conducteurs de l'échantillon de terre. L'augmentation de la sodicité avec un faible incrément (+5) induit également un risque plus élevé de dispersion des particules argileuses lors la percolation des solutions salines (Aydin *et al.*, 2004).

Les résultats obtenus ont montré que la conductivité hydraulique saturée et le rayon poral moyen de l'échantillon de terre diminuent au fur et à mesure que la sodicité augmente pour un niveau de salinité faible (20 mmole<sub>c</sub>/L). Ces résultats sont comparables à ceux de Quirk et Schofield (1955), McNeal et *al.* (1968), Frenkel et *al.* (1978), Goldberg et Forster (1990), Daoud (1993), Keren et Ben-hur (2003), Levy et *al.* (2005).

Les mécanismes de dégradation de la structure du sol sont principalement le gonflement et la dispersion des particules argileuses à ces niveaux de salinité (Quirk, 2001).

La diminution de la sodicité n'a pas d'effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre pour les trois incréments adoptés (- 5, -15, -30).

La comparaison des moyennes de conductivité hydraulique saturée en fonction du sens de variation de la sodicité, croissante et décroissante, et de l'incrément de variation de la sodicité (5, 15, 30) a montré que la diminution de la conductivité hydraulique saturée n'est pas réversible dans nos conditions expérimentales.

En ce qui concerne la dégradation de la structure estimée dans ce travail par la mesure de la conductivité hydraulique saturée, les résultats obtenus montrent qu'elle est irréversible dans nos conditions expérimentales. Si le mécanisme de gonflement est réversible, le mécanisme de dispersion des particules et de colmatage des pores serait irréversible dans les conditions de ce travail (Dane et Klute, 1977).

## CONCLUSION

L'objectif de ce travail de recherche est d'évaluer l'influence de la sodicité sur la réversibilité de la conductivité hydraulique en condition non saline. La mesure de la conductivité hydraulique saturée d'un échantillon de terre est réalisée en fonction d'une sodicité croissante et décroissante selon des incréments de variation différents (5, 15, 30) et une concentration électrolytique constante de 20 mmole<sub>c</sub>/l.

La conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre diminue au fur et à mesure que la sodicité augmente. L'effet de la sodicité croissante aux différents incréments (+ 5, + 15, + 30) utilisés sur la conductivité hydraulique saturée est significatif. Le seuil de sensibilité de l'échantillon de terre à la sodicité croissante varie en fonction de l'incrément. En effet, les résultats ont montré que la diminution de la conductivité hydraulique saturée est plus prononcée lors de l'augmentation de la sodicité avec un incrément de + 5 par rapport à une augmentation de la sodicité avec des incréments de + 15 et + 30.

La sodicité décroissante avec des incréments différents (- 5, - 15, - 30) n'a pas d'effet significatif sur la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre. Ces résultats montrent que l'apport du calcium avec un incrément de + 5, + 15 et + 30 n'a pas amélioré de façon notable la conductivité hydraulique saturée de l'échantillon de terre en présence d'une faible concentration saline (20 mmole<sub>c</sub>/l).

La comparaison des conductivités hydrauliques saturées moyennes obtenues en fonction du sens de variation de la sodicité a montré que les différences entre les moyennes des valeurs de la conductivité hydraulique saturée sont significatives et plus remarquables aux faibles niveaux de sodicité. La diminution de la conductivité hydraulique saturée n'est pas réversible dans nos conditions expérimentales.

Le rayon hydraulique moyen de l'échantillon de terre est inversement proportionnel à la sodicité croissante de l'échantillon de terre.

L'évaluation de l'influence de la sodicité croissante ou décroissante sur l'évolution de la conductivité hydraulique en présence d'une faible concentration électrolytique a montré un caractère non réversible de la conductivité hydraulique saturée dans nos conditions expérimentales. Ce comportement pourrait être rapproché du phénomène de colmatage des pores par les particules argileuses à la suite de leur dispersion.

Des mesures du gonflement et de la dispersion en fonction de la sodicité croissante et décroissante permettront une meilleure compréhension des mécanismes de diminution de la conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdulagatov I.M., Azizov N.D., 2006. Viscosity of aqueous calcium chloride solutions at high temperatures and high pressure. *Fluid phase equilibria*, vol.240, n. 2, pp. 204-219.
- Ahuja L.R., Naney J. W., Green R.E., Nielsen D.R., 1984. Macroporosity to Characterize Spatial Variability of Hydraulic Conductivity and Effects of Land Management. *Soil Science society of America journal*, vol. 48, n. 4, pp. 699-702.
- Arya L.M., Leij F.J., Shouse J.P., Van Genuchten M.Th., 1999. Relationship between the hydraulic conductivity function and the particle-size distribution. *Soil Science society of America journal*, vol. 63, n. 5, pp. 1063-1070.
- Aydin M., et Yano T., et Kilic S., 2004. Dependence of zeta potential and soil hydraulic conductivity on adsorbed cation and aqueous phase properties. *Soil Science society of America Journal*, vol. 68, n. 2, pp. 450-459.
- Azais J. M., Barder J.M., 2005. *Le modèle linéaire par l'exemple*. Paris, Dunod, 326p.
- Ben-hur M., Yolcu G., Uysal H., Lado M., et Paz A. 2009. Soil structure changes : aggregate size and soil texture effects on hydraulic conductivity under different saline and sodic conditions. *Australian journal of soil research*, vol. 47, n. 7, pp. 688-696.
- Bouma J., 1991. Influence of soil macroporosity on environmental quality. in *Advances in agronomy*, vol. 46, pp. 1-34.
- Curtin D., et Steppehn H., Selles F., 1994. Clay dispersion in relation to sodicity, electrolyte concentration and mechanical effect. *Soil Science society of America Journal*, vol. 58, n. 3, pp. 955-962.
- Dagnelie P., 1982. *Theories et méthodes statistiques*. Gembloux, presses agronomiques, 463p.
- Dane J.H., Klute A., 1977. Salt effect on the hydraulic properties of a swelling soils. *Soil Science society of America journal*, vol. 41, n. 6, pp. 1043-1049.
- Daoud Y., 1993. *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, El Harrach, Institut National Agronomique, 233p.
- Fadl A.E., 1979. A modified permeameter for measuring hydraulic conductivity. *Soil science*, vol. 128, n. 2, pp. 126-128.
- Frenkel H., Goertzen J.O., Rhoades J.D., 1978. Effects of Clay Type and Content, exchangeable Sodium Percentage, and Electrolyte Concentration on Clay Dispersion and Soil Hydraulic Conductivity. *Soil Science society of America Journal*, vol. 42, n. 1, pp. 32-39.

Goldberg S., and Forster H.S., 1990. Flocculation of reference clays and arid-zone soil clays. Soil Science society of America journal, vol. 54, n. 3, pp. 714-718.

Grant S.A. 2005. Hydraulic properties, temperature effects. In encyclopedia of soil in the environment. New York, academic press, pp. 207-211.

Hillel D. 2004. Introduction to environmental soil physics. New York, Elsevier, 425p.

Ilyas M., Miller R.W., Qureshi R.H., 1993. Hydraulic conductivity of saline sodic soil after gypsum application and cropping. Soil Science society of America journal, vol. 57, n. 6, pp. 1580-1585.

Keren R., Singer M.J., 1988. Effect of low electrolyte concentration on hydraulic conductivity of sodium/calcium montmorillonite-sand system. Soil Science society of American journal, vol. 52, n. 2, pp. 368-373.

Keren R., Ben-hur M., 2003. Interaction effects of clay swelling and dispersion and CaCo<sub>3</sub> content on saturated hydraulic conductivity. Australian journal of soil research, vol. 41, n. 5, pp. 979-989.

Lahlou M., Badraoui M., Soudi B., 1998. SMSS : un logiciel de simulation du mouvement de sels dans le sol. Etude et gestion des sols, vol.5, n. 4, pp. 247-256.

Lal R., Shukla M.K., 2004. Principles of soil physics. New York, Marcel Dekker, 682p.

Laoufi H., 2010. Les processus géochimiques de la salinisation des sols du Bas –Chélif. Mémoire de magister, El Harrach, Ecole Nationale Supérieure Agronomique, 99p.

Lebron I., Suarez D.L., Yoshida T., 2002. Gypsum effect on the aggregate size and geometry of three sodic soils under reclamation. Soil Science Society of America Journal, vol. 66, n. 1, pp. 92-98.

Lebron I., Suarez D.L., 1992. Electrophoretic mobility of illite and micaceous soil clays. Soil Science society of America Journal, vol. 56, n. 4, pp. 1106-1115.

Levy G.J., Goldstein D., Mamedov I.A., 2005. Saturated hydraulic conductivity of semiarid soils : combined effects of salinity, sodicity, and the rate of wetting. Soil Science society of America journal, vol. 69, n. 3, pp. 653-662.

Levy G.J., Shainberg I., Miller W.P., 1998. Physical properties of sodic soils. in sodic soil : distribution, management and environmental consequences. New York, Oxford University Press, pp. 77-94.

Levy G.J., Shainberg I., 2005. Sodic soil. In encyclopedia of soil in the environment. New York, Academic press, pp. 504-513.

Mace J.E., and C. Amrhein, 2001. Leaching and reclamation of a soil irrigated with moderate SAR waters. Soil Science society of America Journal, vol. 65, n. 1, pp. 199-204.



McNeal B.L., and Coleman, N.T., 1966. Effect of solution composition on the swelling of extracted soil clays. Soil Science society of America proceeding, vol. 30, N. 3, pp. 313-317.

McNeal B.L., and Coleman N.T., 1966. Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. Soil Science society of America proceeding, vol. 30, N. 3, pp. 308-312.

McNeal B.L., and Reeve R.C., 1964. Elimination of boundary- flow errors in laboratory hydraulic conductivity measurements. Soil Science of America Proceeding, vol. 28, N. 5, pp. 713-714.

McNeal B.L., Layfield D.A., Norvell W.A., Rhoades J. D., 1968. Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed salt solutions. Soil Science society of America proceeding, vol. 32, n. 2, pp. 187-190.

Miller R.J., and Low P., 1963. Threshold gradient for water flow in clay system. Soil Science society of America proceeding, vol. 27, n. 6, pp. 605-609.

Mitchell R., and Donovan T.J., 1991. Field infiltration of a salt loaded soils: evidence of permeability hysteresis. Soil Science society of America Journal, vol. 55, n. 3, pp. 708-710.

Moutier M., Shainberg I., Levy G.J., 1998. Hydraulic gradient, Aging, and water quality effect on hydraulic conductivity of a vertisol. Soil Science society of America journal, vol. 62, n. 6, pp. 1488-1496.

Nelson P.N., Oades J. M., 1998. Organic matter, sodicity, and soil structure. In sodic soil: distribution, management and environmental consequences. New York, Oxford university press, pp. 51-75.

Oster J.D., and Shainberg I., 1980. Flocculation value and gel structure of sodium/calcium montmorillonite and illite suspensions. Soil Science society of America journal, vol. 44, n. 5, p p. 955-959.

Oster J.D., and Shainberg I., 2001. Soil responses to sodicity and salinity : challenges and opportunities. Australian journal of soil research, vol. 39, n. 6, pp. 1219-1224.

Pupisky H., Shainberg I., 1979. Salt effect on the hydraulic conductivity of sandy soils. Soil Science society of America journal, vol. 43, n. 3, pp. 429-433.

Qadir M., Schubert S., 2002. Degradation processes and nutrient constraint in sodic soils. Land Degradation and development, vol. 13, n. 4, pp. 275-294.

Quirk J.P., 2001. The significance of the threshold and turbidity concentration in relation to sodicity and microstructure. Australian journal of soil research, vol. 39, n. 6, pp. 1185-1217.

Quirk J.P., Schoffield R.K., 1955. The effect of electrolyte concentration on soil permeability. Journal of soil science, vol. 6, n. 2, pp. 163-178.

Quirk J.P., 1994. Interparticule forces: a basis for the interpretation of soil physical behavior. In advances in agronomy, vol. 53, pp. 122-177.

Radcliffe D.E., Rasmussen T., 2002. Soil water movement. In soil physics companion. Florida, CRC press, pp. 85-122.

Rowell D.L., Payne D., Ahmad N., 1969. The effect of the concentration and movement of solutions on the swelling, Dispersion, and movement of clay in saline and alkali soils. Journal of soil science, vol. 20, n. 1, pp. 176-188.

Saidi D., 1985. Etude agropédologique du périmètre de la mina : Evaluation des propriétés physiques des sols. Mémoire d'ingénieur, El Harrach, Institut National Agronomique, 72p.

Saville D.J., Rowarth J.S. 2008. Statistical measures, hypothesis, and tests in applied research. Journal of Natural resources and life sciences education, vol. 37, n. 1, pp. 71-82.

Sumner M.E., 1993. Sodic soils: new perspectives. Australian journal of soil research, vol. 31, n. 6, pp. 683-750.

US Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of Saline and alkali soils. Washington, Richards L.A., 160p. (Agriculture hand Book).

ANNEXE I

Tableau I. Conductivité électrique à 25°C des différents volumes poraux percolés (incrément de sodicité ±5)

VP	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	CE <sub>0</sub>	
Sodicité croissante	0*	0	3,44	2,33	2,29	2,11	2,2	2,23	2,3	2,17	2,23	2,24				2,24
		0	3,4	2,27	2,24	2,21	2,24	2,24	2,4	2,22	2,25	2,26				
		0	3,38	2,23	2,17	2,18	2,2	2,22	2,38	2,2	2,24	2,25				
	5	2,59	2,35	2,19	2,15	2,15	2,12	2,09	2,28	2,12	2,15	2,18	2,15			2,25
		2,41	2,21	2,13	2,12	2,16	2,11	2,09	2,37	2,33	2,13	2,16	2,15			
		2,43	2,29	2,29	2,32	2,24	2,24	2,26	2,41	2,37	2,07	2,19	2,2			
	10	2,22	2,27	2,24	2,08	2,16	2,35	2,26	2,13	2,21	2,2	2,21	2,26			2,17
		2,05	2,21	2,13	2,24	2,21	2,27	2,25	2,22	2,03	2,18	2,25	2,16			
		2,1	2,2	2,23	2,07	2,22	2,27	2,18	2,21	2,15	2,25	2,26	2,23			
	15	2,1	2,21	2,31	2,28	2,24	2,24	2,36	2,3	2,25	2,28	2,28	2,23	2,22	2,19	2,13
		2,08	2,22	2,34	2,32	2,28	2,23	2,44	2,29	2,31	2,3	2,28	2,27	2,26	2,22	
		2,16	2,24	2,28	2,32	2,27	2,29	2,4	2,36	2,32	2,3	2,29	2,31	2,23	2,26	
	20	2,2	2,24	2,29	2,26	2,27	2,36	2,36	2,33	2,38	2,34	2,36	2,32	2,31		2,18
		2,29	2,3	2,32	2,28	2,3	2,37	2,33	2,35	2,36	2,38	2,38	2,24	2,33		
		2,26	2,28	2,31	2,27	2,26	2,33	2,33	2,34	2,38	2,36	2,36	2,37	2,34		
	25	2,16	2,4	2,4	2,33	2,36	2,35	2,34	2,34	2,33	2,34	2,37				2,26
		2,11	2,46	2,4	2,35	2,34	2,35	2,38	2,36	2,36	2,39	2,40				
		2,26	2,4	2,33	2,4	2,34	2,35	2,39	2,37	2,36	2,38	2,38				
	30	2,4	2,38	2,26	2,3	2,27	2,4	2,34	2,37	2,3	2,38	2,36	2,33			2,29
		2,32	2,36	2,29	2,28	2,34	2,44	2,4	2,3	2,3	2,32	2,33	2,31			
		2,31	2,33	2,34	2,27	2,38	2,36	2,39	2,4	2,34	2,35	2,32	2,33			
Sodicité décroissante	25	2,28	2,25	2,28	2,36	2,35	2,24	2,37	2,24	2,24	2,28	2,24			2,27	
		2,24	2,23	2,19	2,33	2,25	2,27	2,26	2,26	2,24	2,24	2,25				
		2,25	2,26	2,18	2,43	2,31	2,26	2,25	2,28	2,26	2,25	2,26				
	20	2,22	2,26	2,27	2,4	2,43	2,36	2,34	2,26	2,3	2,26	2,26			2,27	
		2,26	2,51	2,29	2,29	2,33	2,36	2,36	2,3	2,33	2,38	2,31				
		2,3	2,23	2,33	2,32	2,39	2,27	2,26	2,24	2,29	2,31	2,34				
	15	2,26	2,36	2,36	2,29	2,31	2,3	2,33	2,34	2,36	2,39	2,27			2,29	
		2,28	2,39	2,35	2,3	2,41	2,34	2,33	2,35	2,32	2,3	2,33				
		2,27	2,4	2,34	2,28	2,37	2,36	2,35	2,3	2,31	2,34	2,31				
	10	2,19	2,21	2,17	2,21	2,28	2,4	2,32	2,29	2,33	2,33	2,33			2,24	
		2,4	2,4	2,3	2,34	2,3	2,31	2,44	2,32	2,29	2,34	2,34				
		2,23	2,24	2,19	2,25	2,23	2,44	2,35	2,37	2,33	2,27	2,39				
5	2,28	2,22	2,24	2,24	2,26	2,23	2,25	2,15	2,2	2,3	2,23			2,24		
	2,24	2,3	2,27	2,25	2,25	2,34	2,34	2,20	2,31	2,3	2,31					
	2,24	2,3	2,27	2,25	2,28	2,34	2,34	2,18	2,31	2,3	2,31					
0	2,25	2,18	2,17	2,17	2,23	2,18	2,17	2,15	2,11	2,13	2,16			2,22		
	2,15	2,18	2,2	2,15	2,23	2,14	2,14	2,18	2,21	2,20	2,17					
	2,29	2,22	2,21	2,16	2,19	2,16	2,16	2,2	2,36	2,17	2,14					

CE<sub>0</sub> : la conductivité électrique à 25°C de la solution saline initiale utilisée pour mettre en équilibre l'échantillon de terre.

\* : ces valeurs de conductivité électrique ont été utilisées pour faire l'analyse de la variance. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau suivant.

Tableau II. Analyse de la variance à un seul facteur ( VP) sur les valeurs de conductivité électrique à différents volumes poraux pour le SAR 0

Paramètres	DDL	SCE	CM	F	p
Effet du facteur	10	3,7797	0,3780	297,0	<b>0,0000</b>
Erreur	22	0,0280	0,0013		

**Rappelons que :**

DDL : le nombre de degré de liberté, SCE : somme carré des écarts, CM : carré moyen, F : statistique de Fisher, p : probabilité calculée.

Si la probabilité calculée est inférieure au seuil de probabilité  $\alpha$  (5%) donc il y a un effet significatif du facteur sur la variable étudiée, si par contre la probabilité calculée est supérieure au seuil de probabilité  $\alpha$  ( 5% ), il n'y a pas d'effet significatif du facteur sur la variable étudiée (Azais et Bardet, 2005).

Tableau III. Conductivité électrique à 25°C des différents volumes poraux percolés (incrément de sodicité  $\pm 15$ )

VP	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	CE <sub>0</sub>	
Sodicité croissante	0	0	3,5	2,42	2,37	2,26	2,28	2,22	2,26	2,48	2,32	2,3	2,31	2,24	2,25	2,23	2,27	2,16
		0	3,78	2,43	2,29	2,27	2,25	2,27	2,28	2,58	2,34	2,3	2,25	2,26	2,26	2,29	2,27	
		0	3,66	2,44	2,41	2,27	2,19	2,23	2,27	2,52	2,31	2,29	2,28	2,26	2,25	2,29	2,27	
	15	2,21	2,35	2,35	2,35	2,37	2,4	2,29	2,29	2,39	2,25	2,27	2,34	2,27	2,35			2,15
		2,19	2,38	2,41	2,41	2,5	2,28	2,29	2,33	2,28	2,32	2,36	2,3	2,27	2,29			
		2,26	2,38	2,37	2,4	2,51	2,35	2,35	2,33	2,33	2,32	2,26	2,31	2,28	2,24			
	30	2,27	2,26	2,26	2,38	2,25	2,3	2,39	2,3	2,46	2,38	2,37	2,31	2,38	2,25	2,32	2,33	2,29
		2,28	2,41	2,31	2,29	2,31	2,34	2,34	2,37	2,51	2,35	2,36	2,3	2,26	2,29	2,27	2,28	
		2,29	2,29	2,39	2,29	2,31	2,32	2,32	2,26	2,46	2,39	2,36	2,37	2,36	2,36	2,35	2,35	
sodicité décroissante	15	2,19	2,18	2,15	2,52	2,47	2,44	2,44	2,35	2,36	2,35	2,27	2,41	2,27	2,26			2,23
		2,42	2,33	2,41	2,49	2,45	2,42	2,29	2,35	2,27	2,28	2,36	2,27	2,22	2,27			
		2,42	2,26	2,18	2,57	2,53	2,52	2,4	2,35	2,35	2,29	2,36	2,36	2,27	2,33			
	0	2,25	2,07		2,13	2,06	2,02	2,03	2,14	2,07	2,1	2,08	2,19	2,18	2,25	2,23		2,29
		2,25	2,16	2,1	2,11	2,16	2,21	2,15	2,14	2,16	2,14	2,13	2,16	2,12	2,15	2,23		
		2,22	2,12	2,09	2,15	2,23	2,18	2,14	2,13			2,25	2,1	2,19	2,18	2,19		

CE<sub>0</sub> : la conductivité électrique à 25°C de la solution saline initiale utilisée pour mettre en équilibre l'échantillon de terre.

Tableau IV. Conductivité électrique à 25°C des différents volumes poreux percolés (incrément de sodicité ±30)

VP	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	CE <sub>0</sub>	
Sodicité croissante	0	0	3,83	2,38	2,32	2,22	2,26	2,2	2,12	2,22	2,22	2,38	2,29	2,26	2,21	2,22	2,25	2,16
		0	3,82	2,34	2,28	2,19	2,2	2,18	2,14	2,21	2,28	2,43	2,34	2,33	2,22	2,28	2,2	
		0	3,83	2,36	2,27	2,25	2,23	2,2	2,21	2,24	2,22	2,42	2,35	2,33	2,23	2,28	2,24	
	30	2,29	2,2	2,22	2,3	2,35	2,24	2,32	2,32	2,41	2,25	2,32	2,34	2,27	2,3	2,28	2,27	2,26
		2,23	2,3	2,29	2,31	2,35	2,33	2,34	2,28	2,3	2,28	2,33	2,26	2,27	2,31	2,35	2,36	
		2,21	2,29	2,32	2,26	2,28	2,35	2,31	2,27	2,24	2,26	2,24	2,17	2,25	2,26	2,29	2,26	
Sodicité décroissante	0	2,26	2,2	2,23	2,24	2,2	2,24	2,24	2,3	2,26	2,25	2,23					2,25	
		2,25	2,2	2,21	2,2	2,18	2,17	2,22	2,22	2,33	2,24	2,29						
		2,28	2,18	2,22	2,2	2,24	2,29	2,22	2,25	2,29	2,3	2,29						

CE<sub>0</sub> : la conductivité électrique à 25°C de la solution saline initiale utilisée pour mettre en équilibre l'échantillon de terre.

ANNEXE II

Tableau I. Conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité croissante et décroissante de l'échantillon de terre (incrément ±5)

K <sub>s</sub> (cm/h)	Sodicité croissante							Sodicité décroissante						
	0	5	10	15	20	25	30	30	25	20	15	10	5	0
K <sub>s1</sub>	2,02	2,57	1,77	0,85	0,30	0,55	0,09	0,09	0,36	0,30	0,21	0,27	0,27	0,28
K <sub>s2</sub>	2,08	2,32	2,08	1,53	1,28	0,97	0,85	0,85	0,73	0,97	0,55	0,42	0,44	0,48
K <sub>s3</sub>	2,08	1,95	1,53	1,10	0,73	0,67	0,55	0,55	0,55	0,48	0,33	0,48	0,42	0,43

Tableau II. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité croissante) sur les valeurs de conductivités hydrauliques saturées à SAR 0, 5, 10, 15, 20, 25,30

	DDL	SCE	CM	F	p
Facteur	6	9,12094	1,52016	14,6896	<b>0,000025</b>
Erreur	14	1,44880	0,10349		

Tableau III. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité décroissante) sur les valeurs de conductivités hydrauliques obtenus à SAR 30,25,20,15,10,0

	DDL	SCE	CM	F	p
Facteur	6	0,153522	0,025587	0,49284	<b>0,803325</b>
Erreur	14	0,726847	0,051918		

Tableau IV. Conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité croissante et décroissante de l'échantillon de terre (incrément ±15)

K <sub>s</sub> (cm/h)	Sodicité croissante			Sodicité décroissante		
	0	15	30	30	15	0
K <sub>s1</sub>	1,77	1,46	0,56	0,56	0,39	0,27
K <sub>s2</sub>	2,68	1,53	1,22	1,22	0,76	0,61
K <sub>s3</sub>	2,38	2,05	0,73	0,73	0,42	0,36

Tableau V. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité croissante) sur les valeurs de conductivités hydrauliques saturées à SAR 0, 15, 30

SAR	DDL	SCE	CM	F	P
Facteur	2	3,15126	1,57563	10,8200	<b>0,010229</b>
Erreur	6	0,87374	0,14562		

Tableau VI. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité décroissante) sur les valeurs de conductivité hydraulique saturée à SAR 30, 15, 0

	DDL	SCE	CM	F	P
Facteur	2	0,290287	0,145144	2,31724	<b>0,179599</b>
Erreur	6	0,375818	0,062636		

Tableau VII. Conductivité hydraulique saturée en fonction de la sodicité croissante et décroissante de l'échantillon de terre (incrément  $\pm 30$ )

K <sub>s</sub> (cm/h)	Sodicité croissante		Sodicité décroissante	
	0	30	30	0
Ks1	2,02	1,04	1,04	0,79
Ks2	1,65	0,67	0,67	0,85
Ks3	2,00	0,85	0,85	0,48

#### Rappel théorique de la comparaison de deux moyennes par la méthode PPDS.

La plus petite différence significatif (PPDS) entre deux moyenne est égale à :

$$PPDS = (ES_1 + ES_2) * t_{1-\alpha/2} * \sqrt{2}$$

ESM est l'erreur standard de la moyenne.

t est le t théorique de student avec un intervalle de confiance de 95% ( $\alpha = 0,05$ ) et un degré de liberté de  $2(n-1)$ .

n est le nombre de répétitions pour chaque mesure (3).

L'hypothèse d'égalité de deux moyennes est rejetée chaque fois que la différence observée ( $|X_{m1} - X_{m2}|$ ) est supérieure ou égale à la plus petite différence significative (Dagnelie, 1982).

ANNEXE III

Tableau I. La viscosité dynamique ( $\eta$ ) des solutions salines en fonction de la température (Lal et Shukla, 2004).

Température en (°Celsius)	Viscosité dynamique ( g/cm.s)
22	$0,997*10^{-2}$
20	$1,002*10^{-2}$
19	$1,027*10^{-2}$
18	$1,053*10^{-2}$
17	$1,081*10^{-2}$
16	$1,109*10^{-2}$

Tableau II. Rayon hydraulique moyen en fonction de la sodicité croissante et décroissante de l'échantillon de terre (incrément  $\pm 5$ )

Rm ( $\mu\text{m}$ )	Sodicité croissante							Sodicité décroissante						
	0	5	10	15	20	25	30	30	25	20	15	10	5	0
Rm1	2,16	2,32	2,17	1,38	0,84	1,14	0,46	0,46	0,93	0,85	0,71	0,81	0,81	0,8
Rm2	2,16	2,12	2,17	1,86	1,74	1,52	0,46	0,46	1,33	1,54	1,16	1,01	1,02	1,05
Rm3	2,15	2,3	2,01	1,58	1,31	1,26	1,14	1,14	1,16	1,08	0,85	1,08	1	1

Tableau III. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité croissante) sur les valeurs du rayon hydraulique moyen à SAR 0,5,10,15,20,25,30.

	DDL	SCE	CM	F	P
Facteur	6	6,00171	1,00029	14,7930	<b>0,000024</b>
Erreur	14	0,94667	0,06762		

Tableau IV. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité décroissante) sur les valeurs du rayon hydraulique moyen à SAR 30, 25, 20, 15, 10,5,0

	DDL	SCE	CM	F	P
Facteur	6	0,44678	0,07446	1,2367	<b>0,345664</b>
Erreur	14	0,84293	0,06021		



Tableau V. Rayon hydraulique moyen en fonction de la sodicité croissante et décroissante de l'échantillon de terre (incrément  $\pm 15$ )

Rm ( $\mu\text{m}$ )	Sodicité croissante			Sodicité décroissante		
	0	15	30	30	15	0
Rm1	2,05	1,86	1,15	1,15	0,96	0,82
Rm2	2,53	1,91	1,7	1,7	1,34	1,2
Rm3	2,38	2,21	1,31	1,31	1,02	0,92

Tableau VI. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité croissante) sur les valeurs du rayon hydraulique moyen à SAR 0, 15, 30

	DDL	SCE	CM	F	P
Facteur	2	1,34587	0,67293	11,4596	<b>0,008931</b>
Erreur	6	0,35233	0,05872		

Tableau VII. Analyse de la variance à un seul facteur (sodicité décroissante) sur les valeurs du rayon hydraulique moyen à SAR 30,15,0

	DDL	SCE	CM	F	P
Facteur	2	0,25982	0,12991	2,4272	<b>0,168899</b>
Erreur	6	0,32113	0,0532		

Tableau VIII. Rayon hydraulique moyen en fonction de la sodicité croissante et décroissante de l'échantillon de terre (incrément  $\pm 30$ )

Rm ( $\mu\text{m}$ )	Sodicité croissante		Sodicité décroissante	
	0	30	30	0
Rm1	2,22	1,59	1,59	1,39
Rm2	2,01	1,28	1,28	1,44
Rm3	2,21	1,44	1,44	1,08

