



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE DES TRAVAUX PUBLICS  
E.N.T.P

DEPARTEMENT DE LA RECHERCHE  
ET DE LA POST-GRADUATION

## Mémoire de Magister

Présenté par : **SABBA Abdeldjalil**

*Thème*

**Corrélation entre propriétés électriques et rhéologiques  
des sols - Application des principes de résistivimétrie en  
conditions de laboratoire**

Soutenu le jeudi 28 juin 2007 devant le jury composé de :

DERRICHE Zohra	Professeur / E.N.T.P	Présidente
GUETTACHE Brahim	Docteur / E.N.T.P	Directeur de mémoire
DJEDDI Mabrouk	Professeur / Université de Boumerdès	Examineur
ZERZOUR Ali	Maître de conférences / E.N.T.P	Examineur
ZIGHEMI Abdrahmane	B.E.T en Géotechnique et Géologie	Invité

## **Remerciements**

*Le présent travail a été réalisé au sein des laboratoires de l'Ecole Nationale des Travaux Publics et de l'Institut d'Electrotechnique de l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene. Je remercie messieurs les Directeurs des deux établissements de m'avoir accueilli dans leurs services, où j'ai trouvé un environnement scientifique particulièrement favorable.*

*Il m'est particulièrement agréable d'exprimer, en premier lieu, ma gratitude et ma reconnaissance à Monsieur Guettache Brahim qui a bien su diriger ce travail et avec beaucoup d'intérêt. J'ai trouvé auprès de lui compétence, rigueur et disponibilité. Je le remercie très sincèrement, pour m'avoir fait bénéficier de son expérience, conseillé et soutenu pendant ces années, ainsi que pour l'aide constante et efficace qu'il n'a cessé de me prodiguer.*

*J'ai beaucoup apprécié également la grande disponibilité de M. Zeroukat, qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour m'avoir initié aux matériels de mesures électriques, pour l'aide importante qu'il a apporté dans la conception, la réalisation et le montage des circuits de mesures, toujours prêt à répondre à mes préoccupations dans la matière, sa contribution et son aide m'ont été précieuses pour les mesures expérimentales.*

*Une partie des mesures a été réalisée à l'Institut d'Electrotechnique de l'U.S.T.H.B, sous l'encadrement de M. et Mme Fiala, enseignants à l'U.S.T.H.B, que je tiens remercier vivement pour leur aide, leurs conseils et surtout pour les remarques pertinentes lors de la réalisation des mesures.*

*Je tiens à témoigner ici ma respectueuse reconnaissance à Zohra Derriche, Professeur à l'E.N.T.P, pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail et qui a bien voulu y porter jugement en acceptant d'examiner ce mémoire et de présider ce jury. J'exprime, également, toute ma reconnaissance à Messieurs les membres de jury qui ont bien voulu juger ce travail. Il m'est agréable d'associer à ces remerciements Monsieur Adam, Chef de Département Post-Graduation et Recherche, à qui j'exprime toute ma gratitude et ma reconnaissance.*

*Enfin, c'est avec beaucoup de plaisir qu'il m'est donné aujourd'hui d'exprimer ma sympathie à mes collègues de l'Organisme National de Contrôle Technique des Travaux Publics, aux enseignants, personnel et membres de laboratoire de l'E.N.T.P, qui par leur gentillesse, leur aide, et leurs encouragements, ont fortement contribué à la réalisation de ce travail.*

*À tous ceux qui m'ont permis, de près ou de loin, de mener à bien ce travail.*

## Résumé

Parmi les méthodes géophysiques existantes actuellement, la mesure de la résistivité électrique reste privilégiée, elle semble pouvoir être exploitée dans de nombreux domaines. Présentant une sensibilité pour la plupart des propriétés intrinsèques du sol, cette dernière est utilisée, dans notre présent travail, pour une caractérisation expérimentale d'échantillons représentatifs de mélanges sable-argile visant à déterminer d'éventuelles corrélations entre ce paramètre géophysique et certaines propriétés rhéologiques des sols, et ce, en s'appuyant sur une démarche expérimentale en conditions de laboratoire.

Le mémoire est développé en trois parties :

**La première partie** est consacrée à une revue bibliographique contenant une synthèse des différents modèles et relations de représentation de la résistivité électrique des sols, principalement le modèle d'Archie, 1942 et celui de Rhoades et al, 1989, ainsi que des modèles géophysiques de base, issus des travaux de recherches expérimentales et théoriques.

**La deuxième partie** s'est intéressée aux expérimentations réalisées dans le cadre de cette étude, à savoir, la conception, la préparation et l'optimisation du dispositif expérimental de mesure, la caractérisation des matériaux utilisés, puis la présentation des résultats sous forme de relations expérimentales où la conductivité globale du sol est présentée en fonction des propriétés physico-chimiques influençant les mesures. Ces propriétés incluent la salinité du sol, la teneur en eau, la teneur en argile, la capacité d'échange cationique, la minéralogie et la texture de sol. L'influence de chaque paramètre sur la résistivité étant individuellement étudiée.

**La troisième partie** est présentée sous forme d'annexes contenant une synthèse des définitions et généralités sur les différents modes de conduction (solide et électrolyte) du courant électrique dans les milieux poreux en général et le sol en particulier.

En dernier lieu, nous avons discuté l'apport et les limites de la résistivité électrique, en termes de représentativité et de complémentarité, comme paramètre indicateur caractérisant les mélanges sable-argile afin d'évaluer le potentiel de la technique vis-à-vis de l'objectif visé et de mettre en évidence la contribution de ce paramètre géophysique à la connaissance des propriétés physico-chimiques des mélanges sable-argile.

**Mots-clés** : résistivité (électrique), salinité, sable- argile, teneur en eau, rhéologie.

## **Abstract**

Among the geophysical methods that currently exist, soil electrical resistivity measurement remains the most used, it seems that it could be used in many fields. Presenting a sensitivity to most of the soil intrinsic properties, it is the one used in our present work for an experimental characterization of representative sand-clay mixtures samples to determine the possible correlations between this geophysical parameter and some rheological properties of soil based on an experimental method in laboratory conditions.

This work is developed into three parts:

**The first part** is devoted to a bibliographical review containing a synthesis of different models and relations of representing soil electrical resistivity, mainly the Archie model, 1942 and that of Rhoades et al., 1989, as well as basic geophysical models, resulting from experimental and theoretical research works.

**The second part** is dedicated to experimentations realized in this study, namely design, preparation and optimisation of experimental device of measurement, the characterization of the used materials then the presentation of the results in the form of experimental relations, where the bulk soil electrical conductivity is presented in function of physicochemical properties influencing measurements. These properties include soil salinity, water content, clay content, cation exchange capacity, mineralogy and soil texture. The influence of each parameter on the electrical resistivity being individually studied.

**The third part** is presented in the form of appendices containing synthesis definitions and generalities about the different conduction modes (solid and electrolyte) of electrical current in the porous media in general and soil in particular.

At the Last, we have discussed the contribution and the limits of electrical resistivity, in terms of representativeness and complémentarity, as an indicating parameter characterizing the sand-clay mixtures in order to evaluate the technic potential toward the aimed goal and to emphasize the contribution of this geophysical parameter to the knowledge of physicochemical properties of sand-clay mixtures.

**Key words:** resistivity (electrical), salinity, sand-clay, water content, rheology.

## ملخص

من بين الطرق الجيوفيزيائية المستعملة في وقتنا هذا، يعتبر قياس المقاومة الكهربائية للتربة ذات أهمية متميزة، فهي تستخدم في عدة مجالات لكونها حساسة لمعظم الخصائص الجوهرية للتربة. في عملنا هذا، استعملنا هذه الأخيرة لتمييز مخبري لبعض عينات التربة من أجل إيجاد علاقات بين هذا العامل الجيوفيزيائي و بعض الخصائص الجيوتقنية للتربة باعتمادنا على طرق مخبرية و في وسط مراقب.

قدمت هذه المذكرة في ثلاثة أجزاء:

**الجزء الأول:** خصص هذا الجزء إلى استعراض شامل للبحوث المرجعية الخاصة بالنماذج و العلاقات المتعددة الممثلة للمقاومة الكهربائية للتربة، خاصة نموذج أرشي 1942 ونموذج رود 1989 و بعض النماذج الجيوفيزيائية الأساسية الناتجة عن بحوث تطبيقية ونظرية.

**الجزء الثاني:** اهتمنا في هذا الجزء بالتجارب المنجزة في إطار هذه الدراسة من أعداد، تحضير، تحسين التركيب المخبري للقياس ووصف العتاد والمواد المستعملة ثم إظهار النتائج على شكل علاقات تجريبية قدمت فيها المقاومة الكهربائية للتربة بدلالات الخصائص الفيزيائية و الكيميائية المؤثرة في القياسات. هذه الخصائص تشمل ملوحة التربة، كمية المياه، كمية الطين، المبادلات الأيونية، شكل و نوعية التربة حيث درسنا تأثير كل عامل على حدا.

**الجزء الثالث:** قدم هذا الجزء على شكل ملحقات تلخص التعاريف و الأساسيات الملحقة بطرق نقل التيار الكهربائي (النقل السطحي و النقل المائي) في الأوساط المسامية بصفة عامة و التربة بصفة خاصة.

في الأخير ناقشنا مكاسب و محدودية المقاومة الكهربائية للتربة كعامل مؤشر من الناحية التمثيلية و التكميلية لخصائص الخليط رمل-طين وهذا حتى يتسنى لنا تقييم التقنية من ناحية الهدف المسطر و تبين مساهمة هذا العامل الجيوفيزيائي في معرفة الخصائص الفيزيائية و الكيميائية للخليط رمل-طين.

كلمات مفتاحية: مقاومة (كهربائية)، ملوحة، رمل طين، نسبة المياه، رطوبة و

## **SOMMAIRE**

<b>Liste des figures et photographies</b> .....	7
<b>Liste des tableaux</b> .....	9
<b>Notations et symboles</b> .....	10
<b>INTRODUCTION GENERALE</b> .....	12

### **Première partie : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE**

#### **Chapitre 1 : MODELES DE REPRESENTATION DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DU SOL**

1.1. Introduction.....	15
1.2. Modèles à une phase conductrice (Archie, 1942).....	15
4.2.1- Première loi d'Archie (roche saturée).....	15
4.2.2- Deuxième loi d'Archie (roche partiellement saturée).....	17
1.3. Modèles à deux phases conductrices.....	18
4.3.1. Modèle de Waxman et Smits (1968).....	18
4.3.2- Modèle de Gupta et Hanks (1972).....	19
4.3.2- Modèle de Rhoades et al (1976). ....	20
1.4. Modèles à trois conductances.....	23
1.5. Conclusion.....	24

#### **Chapitre 2 : INFLUENCE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES SUR LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DU SOL**

2.1. Introduction.....	25
2.2. Relation entre les paramètres électriques et les propriétés du sol.....	25
2.3. Sensibilité de la résistivité électrique aux paramètres physico-chimiques du sol...	26
2.3.1. Conductivité de l'eau d'imprégnation.....	27
2.3.2. Saturation en eau.....	28
2.3.3. Porosité.....	31
2.3.4. Teneur en argile .....	32
2.3.5. Perméabilité hydraulique .....	36
2.3.6. Structure du sol .....	37
2.3.7. Température.....	39
2.3.8. Forme des grains.....	39
2.3.9. Contrainte de compression.....	40
Conclusion.....	42

## **Deuxième partie : CONTRIBUTION A LA CARACTERISATION ELECTRIQUE DES SOLS EN LABORATOIRE - CAS DE MELANGES SABLE-ARGILE**

### **Chapitre 3 : MATERIELS ET METHODE**

3.1. Introduction.....	45
3.2. Dispositif expérimental de mesure.....	45
3.2.1. Expérience test sur le model de Wenner réduit.....	45
3.2.1.1. Problèmes rencontrés et tentatives de résolution.....	46
3.2.2. Dispositif final .....	47
3.3. Principe des mesures électriques.....	48
3.5. Procédure expérimentale .....	49
3.5. Caractéristiques géotechnique des matériaux utilisés.....	50

### **Chapitre 4 : ETUDE DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DES MELANGES SABLE- ARGILE**

4.1. Introduction.....	51
4.2. Etude de la relation résistivité électrique-teneur en eau.....	51
4.2.1. Application aux sables propres.....	51
4.2.1.1. Résultats des mesures.....	52
4.2.1.2. Analyse et interprétation.....	54
4.2.1.3. Comparaison.....	55
4.2.1.4. Conclusion.....	55
4.2.2. Application aux mélanges sable-argile.....	56
4.2.2.1. Résultats des mesures.....	56
4.2.2.2. Discussions et interprétation.....	60
4.2.2.3. Conductivité électrique des mélanges à l'état sec.....	61
4.2.2.4. Influence de la teneur en argile.....	61
4.2.2.5. Modèle proposé.....	63
4.2.2.6. Effet de la capacité d'échange cationique (C.E.C).....	64
4.2.3. Conclusion.....	65
4.3. Corrélation résistivité électrique - propriétés rhéologiques du sol .....	67
4.3.1. Introduction.....	67
4.3.2. Résultats de mesures.....	67
4.3.3. Discussions et interprétation.....	68
4.3.4. Conclusion.....	70

### **Chapitre 5 : PERSPECTIVES, APPORTS ET LIMITES DE L'ETUDE**

5.1. Apport de l'étude.....	72
5.2. Limite de l'étude.....	73
5.3. Perspective et propositions pour des recherches futures.....	74

<b>CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>77</b>
---------------------------------	-----------

## Troisième partie : BASES THEORIQUES (ANNEXE)

### Annexe 1 : RESISTIVITE ELECTRIQUE DU SOL

A.1.1. Introduction.....	80
A.1.2. Définition de la résistivité électrique .....	80
A.1.3. Conductivité électrique des roches.....	81
A.1.3.1. Conductivité solide ou métallique.....	81
A.1.3.2. Conductivité liquide ou électrolytique.....	82
A.1.4. Mesure de la résistivité électrique du sol.....	83
A.1.4.1. Mesure de la résistivité au laboratoire.....	83
A.1.4.2. Mesure de la résistivité électrique in-situ.....	85
A.1.4.2.1. Méthodes horizontales.....	85
A.1.4.2.2. Les sondes Wenner.....	87

### Annexe 2 : CONDUCTION ELECTROLYTIQUE DU SOL

A.2.1. Introduction .....	89
A.2.2. Mobilité des ions dans un électrolyte .....	89
A.2.2.1. Facteurs influençant la valeur de la mobilité.....	90
A.2.3. Conductivité d'un électrolyte : loi de Kohlrausch .....	90
A.2.4. Conductivité électrolytique d'un milieu granulaire .....	92

### Annexe 3 : CONDUCTION ELECTRIQUE DE SURFACE

A.3.1. Introduction.....	98
A.3.2. Minéralogie des argiles.....	98
A.3.2.1 Structure moléculaire microscopique des argiles.....	99
A.3.3. Propriétés électriques des argiles.....	103
A.3.3.1. Charge des surfaces argileuses.....	103
A.3.3.2. Compensation de la charge de surface.....	103
A.3.3.3. La capacité d'échange cationique (C.E.C).....	104
A.3.3.4. Double couche électrique.....	105
A.3.4. Conductivité électrique de surface .....	106
A.3.5. Relation conductivité-C.E.C.....	108
A.4. Conclusion.....	110

<b>BIBLIOGRAPHIE.....</b>	<b>111</b>
---------------------------	------------

## Liste des figures

- Figure 1-1** : Interprétation physique de facteur de cimentation ( $m$ ) ;
- Figure 1-2** : Modèle approximatif du système sol-eau (Rhoades et al. 1976) ;
- Figure 1-3** : Représentation d'un système à trois conductances ;
- Figure 2-1** : Relation entre conductivité globale et conductivité de l'eau d'imbibition pour différentes teneurs en eau volumique (Amente et al 2000) ;
- Figure 2-2** : Relation entre teneur en eau volumique et résistivité globale pour différentes conductivités d'imbibition (Kalinski et al, 1993) ;
- Figure 2-3** : Relation entre teneur en eau volumique et conductivité globale pour différentes conductivités d'imbibition (Amente et al, 2000) ;
- Figure 2-4** : Relation expérimentale entre résistivité électrique et teneur en eau volumique de deux échantillons de sol (Pozdnyakova et al, 1999) ;
- Figure 2-5** : Sensibilité de la loi d'Archie aux variations de la porosité et du degré de saturation ;
- Figure 2-6** : Estimation de la conductivité électrique de surface ;
- Figure 2-7** : Relation conductivité électrique à saturation- conductivité de l'eau d'imbibition pour différentes teneurs en argile (Wildenschild et al.1999) ;
- Figure 2-8** : Relation conductivité électrique de la phase solide-teneur en eau (Amente et al 2000) ;
- Figure 2-9** : Influence de l'anisotropie (distribution de l'eau dans l'échantillon) sur la résistivité ;
- Figure 2-10** : Facteur de formation en fonction de la porosité pour différentes formes de particules (Wyllie et al, 1953) ;
- Figure 2-11** : Diminution de la conductivité de deux roches saturées en fonction de la contrainte de confinement ;
- Figure 2-12** : Relation reliant la résistivité électrique, la teneur en eau et l'effort de compactage (Abu-Hassanein et al, 1996) ;
- Figure 3-1** : Photos du dispositif initial (configuration Wenner sur modèle réduit)
- Figure 3-2** : Schéma du dispositif Wenner sur modèle réduit ;
- Figure 3-3** : Dispositif expérimental de mesure de la résistivité électrique ;
- Figure 4-1** : Relation résistivité électrique teneur en eau volumique ;
- Figure 4-2** : Relation résistivité électrique teneur en eau volumique pour un sable fin ;
- Figure 4-3** : Relation résistivité électrique teneur en eau volumique pour un sable grossier ;
- Figure 4-5** : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-bentonite ( $\rho_w=1\Omega.m$ ) ;
- Figure 4-6** : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-kaolin ( $\rho_w=1\Omega.m$ ) ;
- Figure 4-7** : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-bentonite ( $\rho_w=30\Omega.m$ ) ;
- Figure 4-8** : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-kaolin ( $\rho_w=30\Omega.m$ ) ;
- Figure 4-9** : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-bentonite ( $\rho_w=1K\Omega.m$ ) ;

- Figure 4-10** : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-kaolin ( $\rho_w=1 \text{ K}\Omega\cdot\text{m}$ ) ;
- Figure 4-11** : Influence de la teneur en bentonite sur la résistivité du mélange ;
- Figure 4-12** : Influence de la teneur en kaolin sur la résistivité du mélange ;
- Figure 4-13** : Relation résistivité électrique-teneur en eau pondérale ;
- Figure 4-14** : Influence de la teneur en argile (bentonite) sur la résistivité du mélange ;
- Figure 4-15** : Influence de la teneur en argile (kaolin) sur la résistivité du mélange ;
- Figure 4-16** : Etat structural de l'argile en fonction de la teneur en eau ;
- Figure A.1-1** : Résistivité électrique d'un échantillon (analogie avec un fil électrique)
- Figure A.1-2** : Echelle relative des résistivités des roches ;
- Figure A.1-3** : Mesure de la résistivité d'échantillon de sol (Telford et al, 1976) ;
- Figure A.1-4** : Schéma de la cellule cylindrique de mesure des résistivités ;
- Figure A.1-5** : Schéma du dispositif utilisé par Fowles (1980) et Pozdnyakova (1999) ;
- Figure A.1-6** : Emission d'un courant à la surface du sol ;
- Figure A.1-7** : Dispositif horizontal de mesure des résistivités apparentes du sol ;
- Figure A.1-8** : Photo d'une sonde type Wenner ;
- Figure A.2-3** : Représentation graphique de l'effet de tortuosité sur les chemins électrolytiques ;
- Figure A.2-4** : Représentation idéalisée de l'écoulement du courant électrolytique à travers une section de l'échantillon ;
- Figure A.3-1** : Représentation de l'agencement en couche des tétraèdres de silicium ;
- Figure A.3-2** : Représentation de l'agencement en couche des octaèdres d'aluminium ou de magnésium ;
- Figure A.3-3** : Schéma d'une particule de kaolinite ;
- Figure A.3-4** : Schéma d'une particule d'illite ;
- Figure A.3-5** : Schéma de la particule de montmorillonite ;
- Figure A.3-6** : Schéma de la double couche d'eau entourant une particule argileuse ;

## **Liste des tableaux**

**Tableau 1-1** : Récapitulatif des relations et modèles cités ;

**Tableau 2-1** : Exemples de valeurs de conductivité électrique de surface du sol ;

**Tableau 3-1** : Résultats d'analyse physico-chimique des échantillons ;

**Tableau 3-2** : Caractéristiques des sables utilisés ;

**Tableau 4-1** : Valeur des coefficients a et b d'un modèle en puissance ;

**Tableau 4-2** : Corrélation avec le modèle exponentiel ;

**Tableau A.1-1** : Résistivités moyennes de quelques formations ;

**Tableau A.1-2** : Résistivité de différentes eaux ;

**Tableau A.3-1** : Principales caractéristiques des argiles ;

## Notations, symboles et abréviations

### Lettres latines

$a_r$  : coefficient de saturation (loi d'Archie) ;  
 $a, b, c, d$  : variables utilisés dans les équations de régression ;  
 $f_t$  : facteur de correction de la température ;  
 $K$  : facteur géométrique (dispositif Wenner et sonde de mesure) ;  
 $K_h$  : conductivité hydraulique (m/s) ;  
 $P_c$  : pression capillaire (Pa) ;  
 $K_g$  : constante des gaz parfaits ( $m^3/mol.K$ ) ;  
 $R$  : résistance électrique ( $\Omega$ ) ;  
 $K_p$  : perméabilité ( $m^2$ ) ou en Darcy,  $1 \text{ Darcy} = 0,987.10^{-12} m^2$  ;  
 $E$  : champ électrique (v/m) ;  
 $F$  : facteur de formation ;  
 $F_V$  : facteur de formation dans le sens horizontal ;  
 $F_h$  : facteur de formation dans le sens vertical ;  
 $S$  : section transversale de l'échantillon ( $m^2$ ) ;  
 $L$  : longueur de l'échantillon (m) ;  
 $L_e$  : longueur du chemin équivalent (m) ;  
 $C_c$  : conductance des cations échangeables (siemens) ;  
 $Q_v$  : excès de charges de surface par unité de volume poral ;  
 $F_r$  : le faraday (mole de charge 96 478 coulomb) ;  
 $Z_i$  : le nombre de charge ou valence de l'ion  $i$  ;  
 $C_i$  : concentration molaire de l'ion par unité de volume (mole/L) ;  
 $V$  : différence de potentiel électrique en volt (v) ;  
 $I$  : courant électrique en ampère (A) ;  
 $T$  : température ( $^{\circ}C$ ) ;  
 $t$  : temps (s) ;  
 $t_0$  : coefficient de tortuosité (sans dimension) ;  
 $d$  : coefficient de diminution ;  
 $m$  : facteur de cimentation (sans dimension) ;  
 $n$  : exposant de saturation (sans dimension) ;  
 $S_w$  : degré de saturation en eau (%) ;  
 $g$  : accélération gravitaire ;  
 $V_v$  : volume des vides ( $m^3$ ) ;  
 $V_t$  : volume total ( $m^3$ ) ;  
 $V_w$  : volume de l'eau ( $m^3$ ) ;  
 $w$  : teneur en eau pondérale (%) ;  
 $x, y, z, \alpha, \beta$  : paramètres empiriques.

### Lettres grecques

$\sigma$  : conductivité électrique (S/m) ;  
 $\sigma_a$  : conductivité électrique apparente (S/m) ;  
 $\sigma_g$  : conductivité électrique globale (S/m) ;  
 $\sigma_w$  : conductivité électrique de l'eau (S/m) ;  
 $\sigma_{wsat}$  : conductivité électrique de l'eau à l'état saturé ( $S/m^{-1}$ ) ;  
 $\sigma_s$  : conductivité électrique de surface (S/m) ;  
 $\rho$  : résistivité électrique ( $\Omega.m$ ) ;

$\rho_a$  : résistivité électrique apparente ( $\Omega.m$ ) ;  
 $\rho_g$  : résistivité électrique globale ( $\Omega.m$ ) ;  
 $\rho_s$  : résistivité électrique de surface ( $\Omega.m$ ) ;  
 $\rho_w$  : résistivité de l'eau ( $\Omega.m$ ) ;  
 $\rho_h$  : résistivité dans le sens horizontal ( $\Omega.m$ ) ;  
 $\rho_v$  : résistivité dans le sens vertical ( $\Omega.m$ ) ;  
 $\psi$  : pression capillaire ;  
 $\phi$  : porosité (%) ;  
 $\phi_s$  : porosité surfacique (%) ;  
 $\mu$  : mobilité des électrons ( $m^2 / s V$ ) ;  
 $\lambda_i$  : conductivité molaire pour un ion (conductivité rapportée à la concentration) en  $S.m^2.mol^{-1}$  ;  
 $\Lambda$  : paramètre de longueur (rapport volume sur surface) ;  
 $\Sigma_s$  : conductance de surface (siemens) ;  
 $\theta_d$  : angle de divergence ;  
 $\theta_w$  : teneur en eau volumique (%) ;  
 $\theta_r$  : teneur en eau volumique résiduelle (%) ;  
 $\theta_{sat}$  : teneur en eau à la saturation (%) ;  
 $\gamma_d$  : masse volumique sèche (densité sèche)  $kg/m^3$   
 $P$  : la teneur volumique en argile ;  
 $\eta$  : viscosité dynamique (Pa.s) ;

### **Abréviations**

V.B : Valeur de bleu de méthylène ;  
C.E.C. : Capacité d'échange cationique ;  
. \* : Propriété complexe ;

### **N.B**

Compte tenu des ordres de grandeurs de certains paramètres, comme par exemple la résistivité ou son inverse la conductivité, et pour alléger la présentation des résultats, on préférera l'utilisation de certains multiples de ces unités comme le K.Ohm.m ou les  $\mu.S/m$ . Dans ce cas, les unités seront clairement précisées.

## **Introduction générale**

Les études environnementales s'appuient de plus en plus fréquemment sur des méthodes géophysiques qui sont non destructives, rapides et qui offrent la possibilité d'investir de grandes surfaces. Parmi les différentes grandeurs géophysiques mesurables, la résistivité électrique occupe une large place dans la prospection géophysique. Elle fut la première employée dans ce domaine et reste actuellement très utilisée. En effet, la résistivité électrique du sol est particulièrement intéressante en mettant en jeu l'ensemble de ses propriétés physico-chimiques à savoir la texture, la structure, l'humidité et la salinité ; c'est pourquoi sa mesure peut aisément être exploitée dans de nombreux domaines.

Imaginées en 1912 par les frères Schlumberger, les techniques de mesure de la résistivité électrique du sol ont été initialement employées, à grande échelle, en géophysique pour la détermination de la profondeur et de la nature des couches géologiques de différentes résistivités, les recherches de pétrole, d'eau et de minerais (E. Poldini 1947; P. Lasfargue, 1957). Par la suite, l'utilisation des méthodes électriques s'est généralisée sur d'autres domaines aussi variés que la géophysique ou la géologie. En génie civil, la mesure de la résistivité électrique apparaît adaptée au suivi de l'état d'endommagement du béton, la localisation des zones présentant une probabilité de corrosion des barres d'armatures et aussi pour caractériser la fissuration dans le béton (Sbartai et al, 2005). En hydrogéologie pour la détermination de la profondeur et de la salure des nappes ainsi que pour définir les caractéristiques géométriques des aquifères (Didier M, 2003). En archéologie pour le repérage des vestiges construits en pierre ou des fossés et aussi toutes structures préhistoriques. En agronomie la résistivité est corrélée avec des paramètres agronomiques importants (variabilité temporelle du contenu en eau du sol, texture, profondeur, échantillonnage orienté pour les mesures chimiques, variabilité spatiale du sol, caractérisation des couvertures etc.).

En plein développement actuellement, les méthodes électriques fondées sur la mesure du paramètre 'résistivité' sont utilisées non seulement pour la prospection de formations géologiques et d'aquifères mais également pour la caractérisation physico-chimique du sol : salinité (Rhoades et al, 1976 ; El Oumri, 1981 ; Amente et al, 2000), teneur en eau (Gupta et Hanks, 1972 ; Kalinski et al, 1993 ; Jeffery et Houser, 2001 ), perméabilité (Jhonson et al, 1986 ; Wildenschild et al, 2000), etc. Les travaux récemment réalisés dans ce domaine, malgré leurs limitations, laissent prévoir des potentialités intéressantes quant à l'application de la technique de mesure de la résistivité électrique à l'étude des sols.

Cette technique a l'avantage, également, d'être rapide et applicable en laboratoire et in-situ, comme elle permet d'investir des profondeurs variables et sur une échelle relativement large, et ce, en opérant à partir de la surface du sol. De plus son caractère non destructif et la relative simplicité de la mesure lui confèrent la possibilité d'être répétitive et de pouvoir suivre les phénomènes évolutifs, tels que la variabilité spatio-temporelle de la teneur en eau et la salinité du sol.

L'étude que nous avons conduite dans notre présent travail de recherche vise, donc, à tester la faisabilité et l'applicabilité d'une méthode géophysique, mesure des résistivités électriques de sol, à travers une caractérisation expérimentale en conditions contrôlées au laboratoire et à petite échelle sur des échantillons représentatifs de mélanges sable-argile.

L'objectif principal de ce travail est de mettre en évidence les potentialités de la technique de mesure de la résistivité électrique dans le suivi de paramètres rhéologiques du sol (variation de teneur en eau, teneur et activité de l'argile, salinité, texture du sol etc.), ce qui peut apporter un complément essentiel à d'autres types de mesures. Cette démarche est entreprise, également, dans l'optique de remplacer ou compléter les essais d'identification traditionnels (limites d'Atterberg, équivalent de sable etc.), et ce, on s'appuyant sur la détermination des lois de comportement reliant la résistivité électrique à de tels paramètres. Ceci permettra, certainement, de contribuer à l'intégration de cette grandeur géophysique à l'étude des sols.

***PREMIERE PARTIE***

***REVUE BIBLIOGRAPHIQUE***

$$\phi = \frac{V_V}{V_T} \quad (1-2)$$

En termes de conductivités cette relation s'écrit :

$$\sigma_g = \frac{1}{a_r} \sigma_w \phi^m \quad (1-3)$$

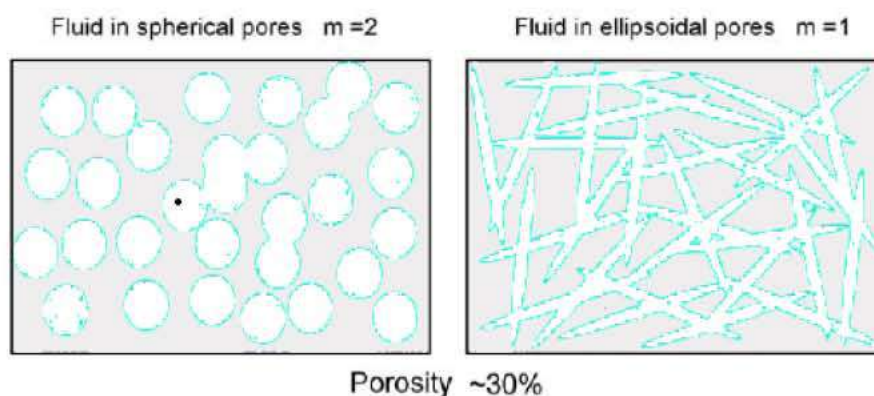
$\sigma_r$  : conductivité électrique globale<sup>1</sup> de la roche ;

$\sigma_w$  : conductivité de l'eau des pores ;

$a_r$  : facteur proche de 1 et qui dépend de la lithologie et de la granulométrie,  $a_r < 1$  pour les roches à porosité inter granulaires et  $a_r > 1$  pour les roches à porosité de fracture (Nettelblad et al.1995).

Originellement le facteur « a » a été supposé égale à 1, mais dernièrement, en se basant sur des modèles expérimentaux, différentes valeurs de a ont été publiées après avoir ramené le comportement d'une particule granulaire de forme quelconque à celui d'une sphère équivalente. Ainsi Holwech et al.(1989) ont trouvé, pour des billes de verre mono dimensionnelles, des valeurs proches de 3. Nettelblad (1996) a attribué au facteur «  $a_r$  » la valeur 1.7 après avoir effectué des mesures sur des échantillons de grains multidimensionnels imprégnés d'eau salée. D'une manière générale, si le fuseau de distribution des grains est plus large le facteur «  $a_r$  » tend vers des valeurs plus grandes.

Le facteur de cimentation « m » dépend de la forme des pores, de la compaction et varie entre 1.3 pour les sables non consolidés à 2.2 pour les calcaires cimentés. Le facteur de cimentation caractérise la tortuosité et la connectivité des pores (cheminement de l'eau).



**Figure (1-1) :** Interprétation physique du facteur de cimentation (m)  
**Réf :** Cours de géophysique de l'Université d'Alberta / Pr. Mrtyn Unsworth

<sup>1</sup> Nous avons préféré à ce vocable le terme de « résistivité électrique globale », puisqu'il s'agit d'une résistivité qui intègre les différentes contributions des phases liquide et solide du sol.

D'habitude l'expression «  $\rho_r / \rho_w$  » est appelée facteur de formation (paramètre sans dimension), généralement désigné par F :

$$F = a_r \phi^{-m} \quad (1-4)$$

Dans la pratique on admet pour les formations meubles, sables et grès, la formule de Humble :

$$F = 0.62 \phi^{-2.15} \quad (1-5)$$

Et pour les roches bien cimentées  $F = \phi^{-2}$ .

En définitif la loi d'Archie s'écrit sous la forme :

$$\rho_g = F \rho_w \quad (1-6)$$

#### **4.2.2. Deuxième loi d'Archie (roche partiellement saturée)**

Pour tenir compte du fait que les pores ne sont pas toujours saturés en eau, mais peuvent être partiellement occupés par de l'air ou par un fluide résistant, Archie a proposé pour les roches partiellement saturées la relation suivante (dite de saturation) :

$$\rho_g = \rho_w a_r \phi^{-m} S^{-n} \quad (1-7)$$

$S_w$ : la saturation en eau (rapport du volume des vides remplis par l'eau au volume total des vides, sans dimension),

$$S_w = \frac{V_w}{V_v} \quad (1-8)$$

n : exposant de saturation (sans dimension).

L'exposant n est une constante caractéristique du sol, il varie très peu avec les formations, sa valeur est environ de 2 pour la plupart des formations de porosité moyenne dont la teneur en eau est comprise entre 20 et 100%. Cette formule montre que d'une manière générale, la saturation diminue la résistivité.

Le paramètre m et l'exposant de saturation n caractérisent, également, la tortuosité du cheminement de l'eau.

Bien que dans la relation d'Archie la contribution de la conduction liée à la phase solide a été négligée, cette loi est considérée comme modèle de base pour les travaux ultérieurs. Elle est d'autant plus représentative que la conductivité de l'eau d'imprégnation est grande, puisque pour des valeurs très élevées de  $\sigma_w$  on peut négliger l'effet de la conduction de la phase solide.

### 1.3. Modèles à deux phases conductrices

#### 1.3.1 Modèle de Waxman et Smits (1968)

Waxman et Smits (1968), suite à des travaux expérimentaux, ont proposé un modèle (dit à double couche ionique) qui tient compte de la présence d'argile dans les formations. Ils proposent que les particules d'argiles contribuent à l'échange des cations de l'électrolyte augmentant ainsi la conductivité de la formation. Le principe de base du modèle est que la conductivité électrique d'une formation sablo-argileuse peut être représentée par deux éléments résistants en parallèle :

- un élément représentant la conductance associée à l'électrolyte libre dans le volume poral de la roche  $\sigma_{el}$  ;
- le second élément représente la contribution à la conductance des cations échangeables associés à l'argile  $\sigma_c$ .

$$\sigma_g = C_c + C_{el} = x\sigma_c + y\sigma_w = \frac{1}{F}(\sigma_c + \sigma_w) \quad (1-9)$$

où

$C_w$  : Conductance liée à l'électrolyte libre (S) ;

$C_c$  : conductance des cations échangeables (S) ;

$\sigma_c$  : conductivité liée aux cations échangeables des argiles ( $S.m^{-1}$ ) ;

$\sigma_w$  : conductivité de l'électrolyte aqueux ( $S.m^{-1}$ ) ;

$x,y$  : constante géométrique appropriée ;

$F$  : facteur de formation du sable argileux.

La seconde hypothèse de Waxman et Smit est que le courant électrique attribué aux échanges d'ions des argiles et le courant attribué aux ions électrolytiques suivent le même chemin à travers la formation. Il en résulte que  $x = y = 1/F$  dans l'équation (1-9) Ceci veut dire que les deux mécanismes de conduction doivent utiliser la même eau, c'est-à-dire qu'aucune distinction n'est faite entre l'eau liée aux argiles et l'eau des pores. Ici, nous avons donc un modèle à une seule eau (single water model), où les cations échangeables des argiles et les ions de l'électrolyte sont uniformément distribués et partagent le même espace poral. Ces auteurs ont proposé les relations suivantes :

Pour un milieu saturé :

$$\rho_{sat} = \frac{K\phi^{-m}\rho_w}{1 + \rho_w BQ_v} \quad (1-10)$$

Pour un milieu partiellement saturé :

$$\rho_g = \frac{K\phi^{-m}S_w^{-n}\rho_w}{1 + \rho_w BQ_v} \quad (1-11)$$

Avec :

$\rho_g$  : résistivité électrique globale de milieu ;

$\rho$  : résistivité électrique de l'eau de saturation ;

$\beta_s$  : mobilité équivalente des ions en solution pour la conductivité de surface ( $m^2/sV$ ) ;

$Q_v$  : l'excès de charge de surface par unité de volume poral (ég/L);

Clavier et al (1977) ont alors proposé une alternative au modèle de Waxman et Smits. Ils considèrent que deux types d'eau sont présent dans les formations sablo-argileuses : l'eau liée aux particules d'argile et l'eau présente à l'intérieur de l'espace poral. On parle alors d'un modèle à deux eaux ou *dual water model*.

### 1.3.2 Modèle de Gupta et Hanks (1972)

Gupta et Hanks (1972), en utilisant une sonde à 4 électrodes pour étudier expérimentalement l'influence de la teneur en eau et de la concentration en sel (KCl) d'un sol limoneux, ont montré que la conductivité électrique globale d'un sol non saturé varie en fonction de la conductivité électrique du même sol à l'état saturé suivant une relation linéaire de la forme :

$$\frac{\sigma_g}{\sigma_{sat}} = \alpha\theta + \beta \quad (1-12)$$

où

$\alpha, \beta$  sont des paramètres empiriques ;

$\sigma_g$  : conductivité électrique globale ;

$\sigma_{sat}$  conductivité électrique de la roche à l'état saturé ;

$\theta$  : teneur en eau volumique.

$$\theta = w \gamma_s / \gamma_w \quad (1-13)$$

Si les résultats présentés par Gupta et Hanks sur les sols étudiés montrent bien une relation à tendance linéaire entre la conductivité électrique du sol à l'état non saturé et sa teneur en eau, les données sont néanmoins dispersées (des coefficients de corrélation variant de 0.62 à 0.90 ont été obtenus pour les dix neuf équations de régression présentées dans leur travaux).

Le facteur  $\beta$  dans la relation précédente, étant indépendant de la teneur en eau, il a été attribué à une conductivité de surface liée aux caractéristiques de la phase solide et à la garniture du complexe. La conductivité électrique globale est donc représentée comme la somme d'une conductivité due à la phase liquide, dépendant de la teneur en eau et de sa conductivité, et d'une conductivité de surface.

### 1.3.2 Modèle de Rhoades et al (1976)

De nombreux modèles (Rhoades et al.1976, Frohlich et Parke 1989) de conduction incluant deux phases du sol ont été proposés par les physiciens du sol. Ces modèles sont basés sur la supposition que le système sol liquide peut être traité comme deux résistances en parallèle suggérant, ainsi, des relations de la forme (1-14). Rhoades et al.(1976), à l'instar de ces auteurs, ont décrit de telles relations:

$$\frac{1}{\rho_g} = f\left(\frac{1}{\rho_w}, \frac{1}{\rho_s}\right) \quad (1-14)$$

où :

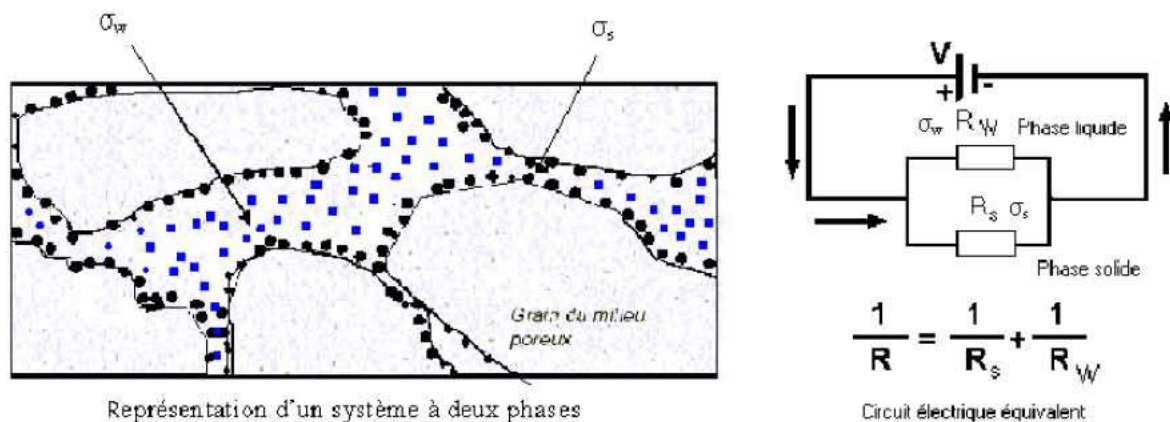
- $\rho_s$  : résistivité électrique de surface ;
- $\rho_w$  : résistivité électrique de l'eau d'imbibition ;
- $\rho_g$  : résistivité électrique globale de la roche.

En termes de conductivité cette équation s'écrit :

$$\sigma_g = g(\sigma_w, \sigma_s) \quad (1-15)$$

avec :

- $\sigma_r$  : conductivité électrique globale de la roche
- $\sigma_s$  : conductivité électrique de surface



**Figure (1-2) :** Modèle approximatif du système sol-eau (Rhoades et al. 1976)

Dans ce modèle le sol est considéré comme un milieu poreux, composé de particules solides non conductrices, saturées par une solution électrolytique, Ici, la conduction du courant électrique s'effectue par déplacement d'ions libres dans la solution et d'ions adsorbés sur la surface de la matrice du sol (cas de matériaux argileux où la conductivité de surface apparente peut être significative).

Le terme de conduction de surface  $\sigma_s$  est pris comme indépendant de la teneur en eau et de sa conductivité, il fut attribué à une conductivité de surface et donc caractéristique de la phase solide.

Cette supposition a conduit à une relation linéaire entre la conductivité électrique globale  $\sigma_g$  et celle de l'électrolyte  $\sigma_w$  :

$$\sigma_g = F\sigma_w + \sigma_s \quad (1-16)$$

où  $F$  est un facteur géométrique (équivalent au facteur de formation),  $\sigma_w$  et  $\sigma_s$  sont respectivement la conductivité électrique de l'eau du sol et de la matrice solide.

Comme la conductivité de la matrice est due non seulement aux grains du matériau mais également à la double couche électrique qui se forme à la surface des grains, le terme conductivité apparente de surface a été utilisé.

Rhoades et al. (1976) ont réécrit la formule précédente dans une forme convenable pour les sols non saturés :

$$\sigma_g = C\theta\sigma_w + \sigma_s \quad (1-17)$$

où

$\theta$  : teneur en eau volumique du sol ( $m^3 m^{-3}$ ),

$C$  : (facteur géométrique  $\leq 1$ ) facteur de tortuosité ou de transmission lié à la tortuosité du milieu poreux.

Sur la base de résultats expérimentaux, ils suggèrent que  $C$  est une fonction linéaire de  $\theta$ . par conséquent  $C$  devient une fonction quadratique de  $\theta$  :

$$C = a\theta + b \quad (1-18)$$

$$F = a\theta^2 + b\theta \quad (1-19)$$

$$\sigma_g = (a\theta^2 + b\theta) \sigma_w + \sigma_s \quad (1-20)$$

$a$  et  $b$  sont des constantes relatives au sol examiné (liés à l'arrangement et la taille des particules du sol), elles décrivent qualitativement la tortuosité des lignes de courant dans l'échantillon.

La contribution apportée par la fraction solide  $\sigma_s$  est supposée indépendante de  $\theta$ , elle peut être déterminée empiriquement ou estimée à partir du pourcentage d'argile dans la formation :

$$\sigma_s = c (\% \text{ d'argile}) + d \quad (1-21)$$

c, d sont des constantes obtenues à partir de mesures réalisées sur des échantillons secs à différentes teneurs en argile (Rhoades 1989).

Mualem et Friedman 1991 ont proposé un modèle conceptuel pour la prédiction de la conductivité électrique apparente du sol à l'état saturé et non saturé. Le modèle est basé sur l'hypothèse que les lignes de flux des molécules d'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique dans un type de sol à une teneur en eau donnée, sont similaires aux lignes de flux du courant électrique sous l'effet d'un gradient de potentiel dans les mêmes conditions. Le facteur de tortuosité affectant la conductivité électrique apparente du sol est alors supposé identique à celui défini pour la prédiction de la conductivité hydraulique.

Après avoir effectué certaines approximations et simplifications, ces auteurs ont pu représenter la conductivité électrique en fonction de la teneur en eau, et ce, selon l'état de saturation du sol.

$$\text{A l'état saturé : } \sigma_g(\theta_{sat}) = \sigma_w \theta_{sat}^{1.5} \quad (1-22)$$

$$\text{A l'état non saturé : } \sigma_g(\theta) = \sigma_w \left( \frac{\theta^{2.5}}{\theta_{sat}} \right) \quad (1-23)$$

Où

$\theta_{sat}$  : la teneur en eau à saturation ;

Ce modèle a été testé au moyen de données expérimentales. La précision de la qualité varie selon les cas. En conditions saturées, la précision est relativement bonne. En condition non saturée, le résultat de la prédiction est plus nuancé. Le modèle proposé semble plus adapté aux sols à texture grossière et à structure stable. La qualité de la prédiction se dégrade pour les sols à texture plus fine.

### 1.4. Modèle à trois conductances

Wyllie et Southwick 1954, en se basant sur les travaux de Patnode et Wyllie 1950, ont développé un modèle plus général, adapté aux formations argileuses saturées en eau, dans lequel la roche est considérée comme un circuit électrique équivalent constitué d'un système à trois conductances. Le modèle est basé alors sur la supposition que la conductivité d'un agrégat de particules conductrices saturées avec un électrolyte conducteur peut être représentée par trois résistances en parallèle :

- une résistance correspondant aux particules en contact électrique les unes avec les autres,
- une résistance correspondant à l'électrolyte,
- une résistance correspondant aux particules et à l'électrolyte en série, les unes avec les autres.

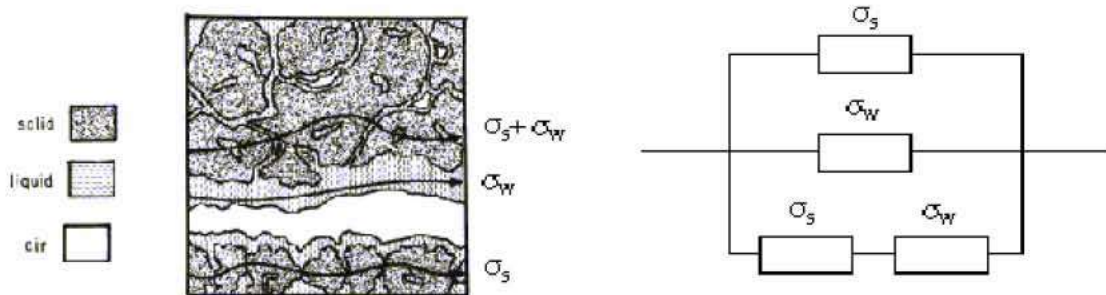


Figure (1-3) : Représentation d'un système à trois conductances

La formule mathématique de la conductance de la formation qui en résulte est :

$$\sigma_g = \frac{\sigma_s \sigma_w}{W \sigma_s + Z \sigma_w} + X \sigma_s + Y \sigma_w \quad (1-24)$$

Avec :

σ<sub>g</sub> : conductivité électrique globale de la formation (Sm<sup>-1</sup>),

σ<sub>s</sub> : conductivité de la matrice de la roche (Sm<sup>-1</sup>),

σ<sub>w</sub> : conductivité de l'électrolyte de la roche (Sm<sup>-1</sup>),

W, X, Y, Z : facteurs géométriques (sans dimensions).

1.5. Récapitulatif des relations et modèles cités

Références	Relation
Gus Archie 1942	$\rho_g = a_r \rho_w \phi^{-m}$
	$\rho_g = \rho_w a_r \phi^{-m} S^{-n}$
Wyllie et Southwick 1954	$\sigma_g = \frac{\sigma_s \sigma_w}{W \sigma_s + Z \sigma_w} + X \sigma_s + Y \sigma_w$
Waxman et Smits (1968)	$\sigma_g = C_c + C_w = x \sigma_e + y \sigma_w = \frac{1}{F} (\sigma_e + \sigma_w)$
Gupta et Hanks 1972	$\frac{\sigma_g}{\sigma_{sat}} = \alpha \theta + \beta$
Rhoades et al. 1976	$\sigma_g = A \sigma_w \theta^2 + B \sigma_w \theta + \sigma_s$
Mualem et Friedman 1991	A l'état saturé : $\sigma_g(\theta_{sat}) = \sigma_w \theta_{sat}^{1.5}$
	A l'état non saturé : $\sigma_g(\theta) = \sigma_w \left( \frac{\theta^{2.5}}{\theta_{sat}} \right)$
Pozdnyakova L 1999	$w = a \exp(-b\rho)$

Tableau (1-1) : Récapitulatif des relations et modèles cités

Conclusion

La caractérisation de la conductivité électrique des milieux poreux saturés ou non en eau a fait l'objet de nombreux travaux depuis les années cinquante, les modèles présentés précédemment peuvent se répartir en deux grands ensembles.

- les modèles basés uniquement sur la phase électrolytique du sol (Archie 1942) ont l'inconvénient d'être scientifiquement inexacts et inadapté aux formations riches en argiles ;
- les modèles fondés sur les deux phases solide et liquide incluant ainsi le concept conductivité de surface en liaison avec la double couche ionique qui se forme à proximité des argiles, scientifiquement plus attrayants car tentant de représenter la complexité du phénomène (Waxman et Smits, 1968 ; Gupta et Hanks, 1972 ; Rhodes et al, 1976).

## **CHAPITRE 2**

### **INFLUENCE DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES SUR LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DU SOL**

#### **2.1. Introduction**

Pour un matériau donné, la propagation du courant électrique dépend principalement de la nature des phases solides et liquides ainsi que de leur mode de distribution dans l'espace du milieu ambiant. Pour les sols, l'interprétation théorique du mécanisme de cette conduction est très difficile. A l'heure actuelle, il n'existe pas de formalismes réellement adaptés aux sols qui permettent de calculer directement la résistivité globale d'une roche à partir de la connaissance de ces caractéristiques physico-chimiques. En effet, les formalismes théoriques existants ne sont valides que pour les milieux propres et rigides. Cependant, diverses relations expérimentales ont été proposées par de nombreux auteurs, pétroliers, physico-chimistes et physiciens du sol.

Les facteurs influençant la résistivité électrique du sol ont été largement décrits dans la littérature (Rhoades et al 1976, Didier Michot 2003, etc...). Ils comprennent la composition du fluide interstitiel (conductivité de l'eau d'imbibition), la porosité, le degré de saturation, la minéralogie (dimension et forme des particules, conductance apparente de surface), la structure interne (distribution et dimensions des pores, orientation des particules, forme des pores et degré de cimentation), la température et la pression.

La formule la plus générale a été proposée par Gus Archie (1942). Cette dernière synthétise ces relations et permet, dans les cas favorables, d'estimer certaines caractéristiques, à savoir, la salinité, la porosité et le taux de saturation à partir de la connaissance de la résistivité globale du sol.

Dans ce chapitre, nous examinons l'effet individuel de chaque paramètre pris indépendamment sur la conduction globale, ces effets sont illustrés par des exemples tirés de la littérature montrant les variations de la conductivité électrique globale en fonction de ces paramètres.

#### **2.2. Relation entre les paramètres électriques et les propriétés du sol**

Il est intéressant d'évoquer, dans un premier temps, l'approche théorique menée par Pozdnyakova et al (1999). Ces auteurs suggèrent que les paramètres électriques, comme la résistivité et le potentiel, sont reliés exponentiellement à la densité volumique des charges

électriques mobiles <sup>2</sup> par une loi de la thermodynamique statistique (loi de distribution de Boltzman) :

$$\frac{\sum_{i=1}^{i=m} N_i}{N_{i0}} = \exp\left(-V \sum_{i=1}^{i=m} v_i \frac{e}{K_g T}\right) \quad (2-1)$$

La somme apparente dans la partie gauche de l'équation précédente représente le rapport relatif de la densité des charges électriques mobiles dans un volume local dans les conditions standards,  $v_i$  est la valence de l'ion  $i$ ,  $e$  sa charge électronique,  $N_i$  nombre de molécule à la phase  $i$ ,  $V$  potentiel électrique,  $k_g$  constante de gaz universel et  $T$  température absolue.

Dans l'équation (5-1) on remarque que la densité volumique des charges électriques mobiles est reliée exponentiellement au potentiel électrique. En plus, comme le potentiel électrique est proportionnel à la résistivité électrique (loi d'Ohm), alors si un changement se produit dans les propriétés du sol (teneur en eau, salinité, densité globale etc..) ceci conduit forcément à un changement proportionnel dans la densité volumique des charges électriques mobiles, ainsi les relations entre les paramètres électriques et les propriétés du sol peuvent être exprimées sous la forme générale suivante :

$$SP = a_1 \exp(-b_1 V) = a_2 \exp(-b_2 \rho) \quad (2-2)$$

où

$a_1, a_2, b_1, b_2$  sont des paramètres empiriques et  $V$  le potentiel électrique ;

$\rho$  est la résistivité électrique globale du sol ;

SP : propriétés intrinsèques du sol.

Ces auteurs ont confirmé la forme exponentielle de ce type de relation par des travaux expérimentaux réalisés in situ et en laboratoire sur plusieurs types de sol, ainsi plusieurs relations reliant la résistivité électrique du sol à ses propriétés intrinsèques (salinité, CEC, saturation de base, teneur en humus, etc.) ont été présentées. Néanmoins certaines relations entre les propriétés du sol et la résistivité électrique n'obéissent pas à une seule équation exponentielle dans toutes les gammes de variation de ces propriétés. A titre d'exemple, la relation entre la teneur en eau du sol et la résistivité électrique est approchée avec différents exposants pour des gammes de teneur en eau différentes.

### **2.3. Sensibilité de la résistivité électrique aux paramètres physico-chimiques du sol**

La résistivité électrique des sols dépend de plusieurs facteurs tels que la porosité (la forme et la taille des pores, la forme et la taille des connexions existantes entre les pores), le

---

<sup>2</sup> Comme les charges de surface du sol sont formées par les cations adsorbés (échangés) et les anions, la capacité d'échange cationique est équivalente à la densité de charge de surface échangée. La capacité d'échange d'ions du sol est le produit de la surface spécifique du sol par la densité de charge de surface.

pourcentage des vides remplis par l'eau, la concentration ionique de la solution du sol, la texture et la teneur en argile du sol, la température et l'état de l'eau (eau libre, glace, vapeur).

La relation établie par Gus Archie regroupe l'ensemble des principaux facteurs influençant la résistivité. Cette loi montre que la résistivité électrique du sol dépend de la porosité, la saturation en eau, la nature du sol et la conductivité électrique de l'eau d'imprégnation. Ces paramètres influent différemment sur la valeur de la résistivité globale. Dans ce qui suit nous examinons l'effet individuel de chaque paramètre sur la résistivité globale.

### **2.3.1. La conductivité de l'eau d'imprégnation**

À titre de rappel, la conduction du courant électrique dans le sol est essentiellement électrolytique et fait intervenir le déplacement des ions en solution dans l'eau contenue dans les pores. Cette eau est considérée comme l'un des chemins les plus importants, et dans certains cas l'unique chemin du courant électrique à travers le système eau-sol. Ainsi, plus la conductivité de l'eau des pores est forte, plus la conductivité du système est forte. Cette conduction dépend du type du fluide, des sels présents et de leur concentration, et de la température (la mobilité des ions dans la solution augmente quand la température augmente, et fait ainsi augmenter la conductivité de la solution).

Reliée à la mobilité, la concentration des ions présents à l'intérieur de la solution du sol et la viscosité de l'eau (Scollar et al 1990), la conductivité de l'eau d'imprégnation  $\sigma_w$  est le principal facteur influençant la conductivité électrique globale du sol  $\sigma_g$  en intervenant comme coefficient de proportionnalité dans la plus part des modèles rapportés dans la littérature. Ceci montre, ainsi, qu'une faible augmentation de  $\sigma_w$  affecte significativement la conductivité globale.

Cette proportionnalité est mise en évidence dans la loi générale d'Archie (1948) où  $\rho_g$  est proportionnelle à  $\rho_w$ .

$$\rho_g = \rho_w a_r \phi^{-m} S^{-n} \quad (2-3)$$

L'influence de la conductivité de l'eau d'imbibition sur la conductivité globale du sol a été largement abordée par les physiciens du sol pour la caractérisation de la salinité des sols (Rhoades, Kalinski). Leurs travaux ont été confrontés, également, aux variations de teneur en eau et aux types d'ions présents dans la solution du sol ( $H^+$ ,  $OH^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $Na^+$ ,  $Cl^-$ , ...) qui affectent différemment la valeur de la conductivité de l'eau d'imbibition et même pour une même concentration.

Les études de Gupta et Hanks (1972) ont montré que la conductivité globale (mesurée par la cellule cylindrique) d'échantillons du sol varie en fonction de la teneur en eau volumique et de la conductivité de l'eau d'imbibition (mesurée à saturation), suivant une relation linéaire de la forme :

$$\frac{\sigma_g}{\sigma_{sat}} = \alpha\theta + \beta \quad (2-4)$$

Avec :

$\sigma_g$  : conductivité électrique globale ;

$\sigma_{sat}$  : conductivité électrique globale à saturation.

Les relations établies par Rhoades et al. (1976) confirment, également, la linéarité du modèle :

$$\sigma_g = \sigma_w (A \theta^2 + B \theta) + \sigma_s \quad (2-5)$$

A et B sont des constantes relatives au sol examiné.

La figure (2-1) présente un exemple de relations montrant des variations linéaires de la conductivité globale  $\sigma_g$  en fonction de la conductivité de l'eau  $\sigma_w$  d'un sable. Les mesures ont été effectuées à huit teneurs en eau différentes, et les différentes conductivités de l'eau d'imbibition ont été obtenues par ajout de KCl, (Amente et al 2000).

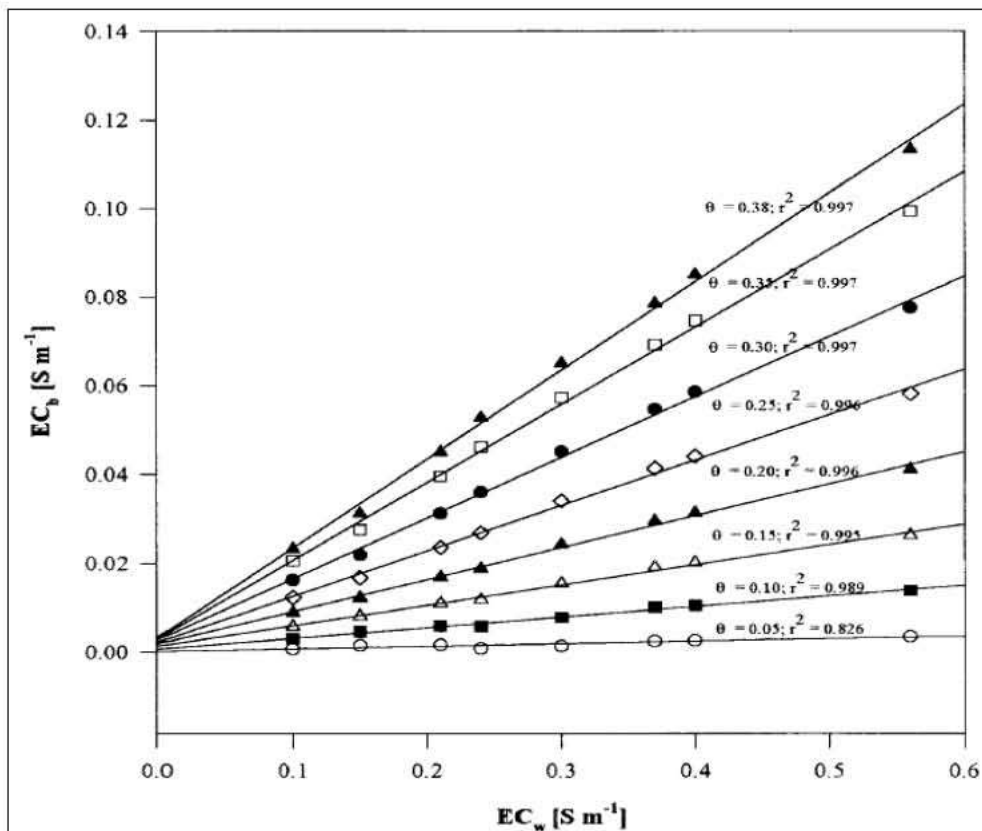


Figure (2-1) : Relation entre conductivité globale et conductivité de l'eau d'imbibition pour différents teneurs en eau volumique (Amente et al 2000).

### 5.3.2. La saturation en eau

La conductivité globale ainsi que la conductivité de l'eau d'imbibition sont influencées par les variations de teneur en eau du sol et de son degré de saturation. La relation d'Archi et de nombreuses expérimentations (Gupta et Hanks, 1972 ; Rhoades et al, 1976 ; kalinski ; Montoroi et al, 1997) montrent que l'augmentation du degré de saturation et donc la teneur en eau a pour incidence une diminution de la résistivité électrique. Ceci est dû au caractère

isolant de la phase gazeuse et aux changements d'état d'eau qui affectent les chemins de conduction dans le milieu poreux.

Keller et Fricknecht, (1966) ont relié la résistivité électrique  $\rho$  d'un sol non saturé à celle du même sol à l'état saturé  $\rho_{sat}$  par la relation :

$$\frac{\rho_g}{\rho_{sat}} = S^{-B} \quad (2-6)$$

où S est le degré de saturation et B un paramètre empirique.

A partir de cette relation, il est évident que l'accroissement du degré de saturation provoque une baisse de la résistivité électrique. Quoique cette équation ne soit applicable que lorsque le degré de saturation est supérieur à une valeur critique  $S_{cr}$  (Revil et al, 1999 donnent des valeurs, pour  $S_{cr}$  proches de 0.1 pour les sables et de 0.3 pour les argiles) qui correspond à la quantité minimale d'eau requise pour maintenir un film d'eau (libre) continu autour des particules solides (seuil au dessous duquel il n'y a plus d'écoulement dans le milieu de la roche et par conséquent aucune conduction électrique). Un accroissement brutal de la résistivité électrique se produit quand le degré de saturation descend au dessous de  $S_{cr}$ .

Kalinski R.J et Kelly W.E., (1993) après avoir étudié les variations de résistivité électrique-teneur en eau volumique d'échantillons de sol pour différentes conductivités d'eau d'imbibition (1, 2 et 3 mmho/cm), ont présenté des relations polynomiales de 2<sup>ème</sup> ordre qui s'adaptent bien avec le modèle de Rhoades 1976, leurs résultats sont regroupés dans la figure (2-2).

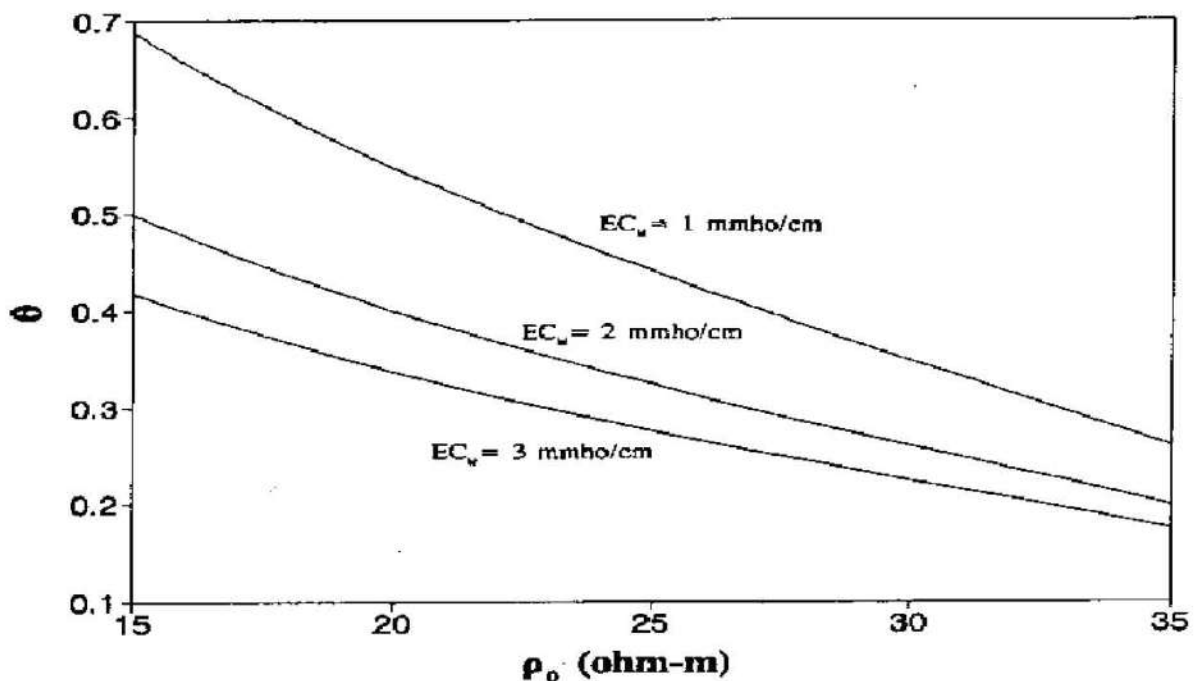


Figure (2-2) : Relation entre teneur en eau volumique et résistivité globale pour différentes conductivités d'imbibition (Kalinski et al, 1993)

D'autres relations polynomiales ont été également présentées par Amente et al, (2000) pour des échantillons de sable.

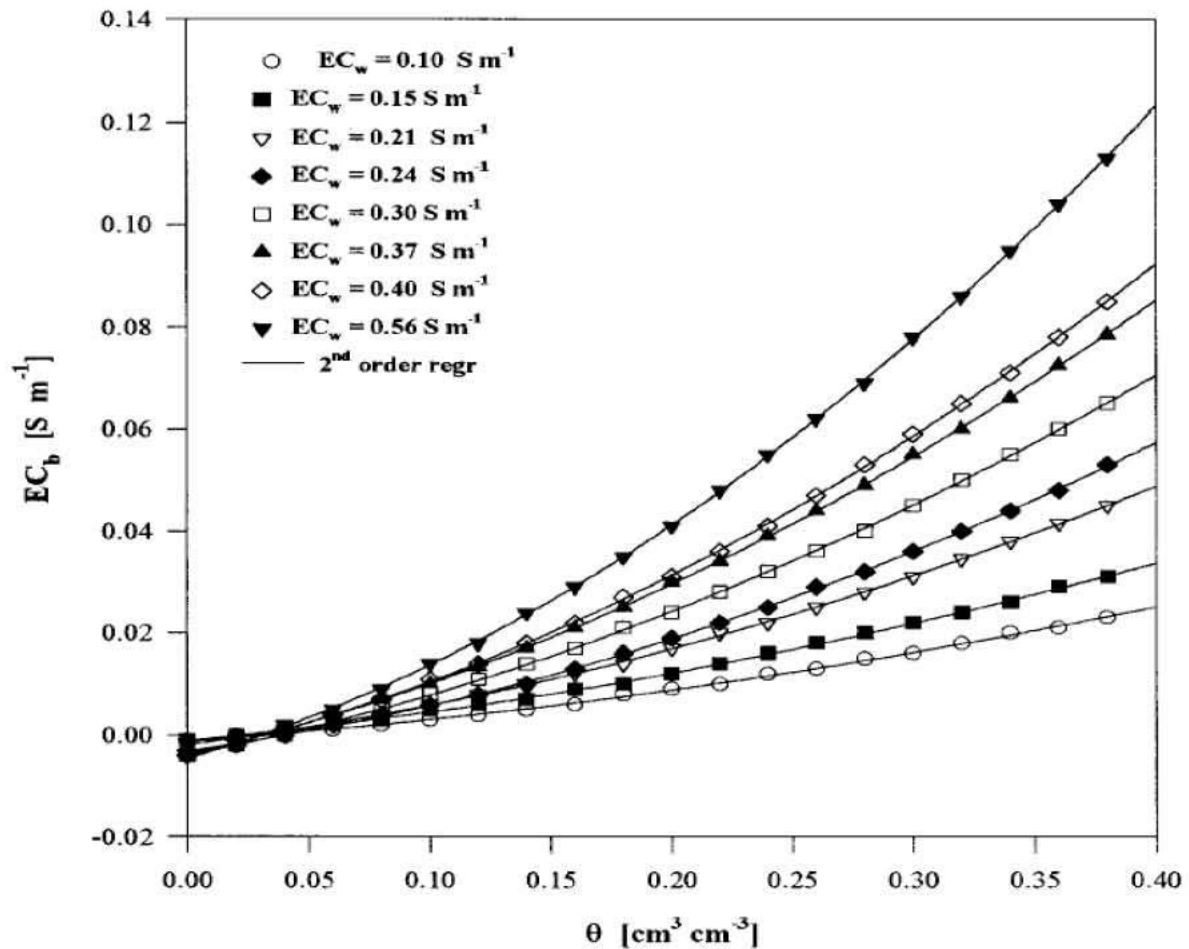


Figure (2-3) : Relation entre teneur en eau volumique et conductivité globale pour différentes conductivités d'imbibition (Amente et al, 2000)

Montoroi et al. (1997) ont développé une approche expérimentale au laboratoire pour déterminer les relations résistivité électrique-teneur en eau de 10 échantillons de sols différents. Les courbes obtenues s'écrivent toutes sous la forme d'une loi exponentielle de type :

$$\rho_a = ae^{b/\theta} \quad (2-7)$$

$\rho_a$  : résistivité électrique apparente ;

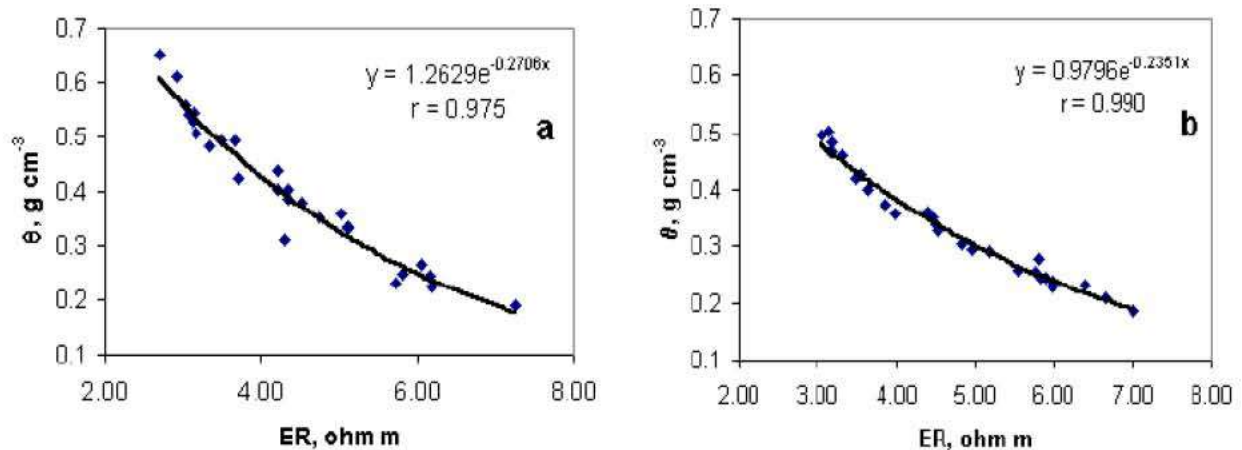
a : coefficient possédant la dimension d'une résistivité.

Les caractéristiques analytiques de ces courbes ont été reliées, ensuite, aux caractéristiques physiques des échantillons.

Dans leurs travaux, ils définissent une relation entre le coefficient a et les principales classes granulométriques des sols étudiés. Il s'avère que le coefficient a diminue avec la teneur en

argile et en limon et augmente avec la teneur en sable, pour les sols riches en minéraux argileux  $a < 1$  et pour les sols sableux  $a > 10$ .

Larissa et al, 1999 ont montré que la conductivité est non seulement proportionnelle à la teneur en eau  $\theta$  et à sa conductivité, mais probablement à la nature de la répartition de cette eau dans des pores de formes et de dimensions différentes.



**Figure (2-4) :** Relation expérimentale entre résistivité électrique et teneur en eau volumique de deux échantillons de sol (Pozdnyakova et al, 1999)

### 2.3. La porosité

La porosité est définie comme étant le rapport entre le volume des vides et le volume total de l'échantillon. Pour un échantillon saturé par un fluide donné, quand la porosité décroît, la résistivité doit croître.

Les pores, pour permettre le passage du courant électrique via l'eau d'imbibition, doivent être connectés. C'est la porosité effective (ou efficace) définie par le volume total des vides communicants sur le volume total de la roche qui intervient dans la conduction électrique.

La loi d'Archie montre que les variations de la résistivité globale du sol sont dominées, principalement, par les variations de la résistivité de l'eau d'imbibition et de la saturation en eau. Par contre l'effet de la porosité qui repose sur des critères de nature géométrique (caractéristique du réseau des vides, forme des espaces lacunaires,..) est moins important, ceci est expliqué par le fait que le terme  $(\phi^{-m})$  n'influe pas beaucoup, dans la gamme fréquente des porosités du sol, sur les valeurs de la résistivité globale comme le terme  $(S^{-n})$ . Cette hypothèse est illustrée dans les courbes de la figure (5-4) où les variations des termes  $(\phi^{-m})$  et  $(S^{-n})$  sont calculées en fonction de la porosité et du degré de saturation pour des valeurs fixes de  $m$  et  $n$  (Campanella et al. 2000).

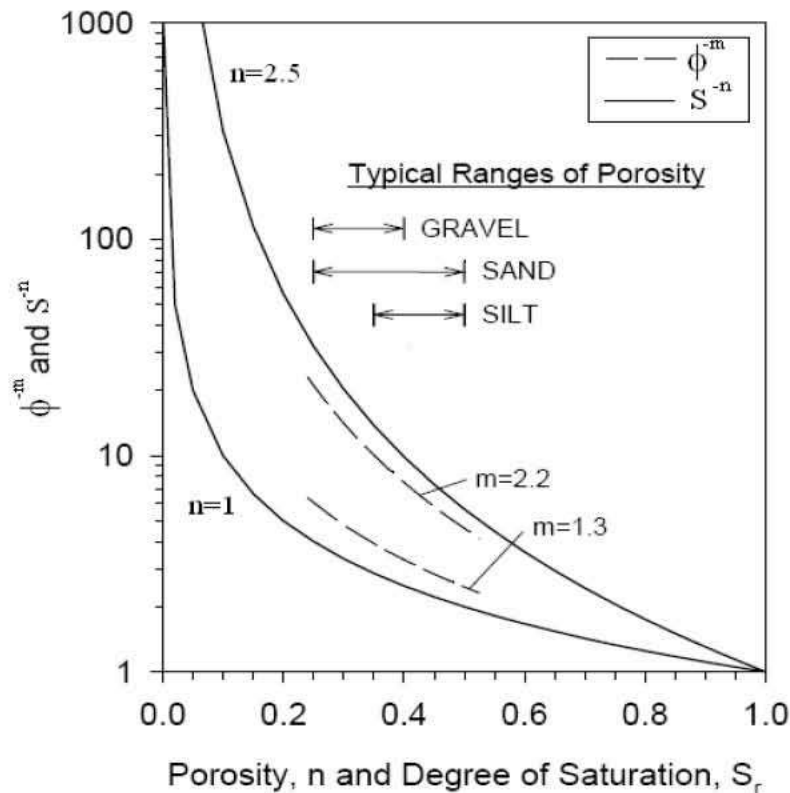


Figure (2-5) : Sensibilité de la loi d'Archie aux variations de la porosité et du degré de saturation (Campanella et al. 2000).

#### 2.3.4. La teneur en argile

Le rôle de l'argile et des particules conductrices dans la conduction globale d'un échantillon de sol est complexe. De nombreuses questions demeurent, en regard de l'amplitude de leurs contributions, et des facteurs qui les affectent.

La loi d'Archie a été établie uniquement pour une seule phase conductrice (la phase solide du sol est supposée isolante électriquement) ce qui la rend inapplicable pour les sols affectés par la conduction de la matrice solide comme le cas des argiles et des sols argileux où la contribution de la conduction de surface est significative. En effet, la présence d'argile dans une roche poreuse contribue largement à augmenter sa conductivité électrique, puisqu'elle contribue à accroître la concentration des ions dans la phase aqueuse. Toutefois, ces mêmes particules d'argile sont de mauvais conducteurs à sec et présentent de très fortes résistivités (Sadek, 1993). Elles n'influent sur la conductivité du système eau-sol qu'à travers les propriétés de l'interface eau-surface des particules.

Dans le chapitre précédent, nous avons parcouru quelques modèles contenant des termes incluant l'effet de conductivité de surface (Simandoux, 1963 ; Waxman et Smitts, 1968 ; Rhoades et al, 1976...). Dans ce qui suit nous allons apprécier l'effet de la teneur en argile sur la conduction globale à travers des exemples de la littérature.

Kalinski et William. (1993) ont confirmé et utilisé les modèles proposés par Rhoades et al. (1976) pour estimer la valeur de la conduction de surface  $\sigma_s$ , en lui affectant la valeur de l'ordonnée à l'origine des relations présentées dans la figure (2-6). À titre de rappel, dans leur modèle, la conductivité électrique globale du sol dépend linéairement de la conductivité de l'eau d'imbibition.

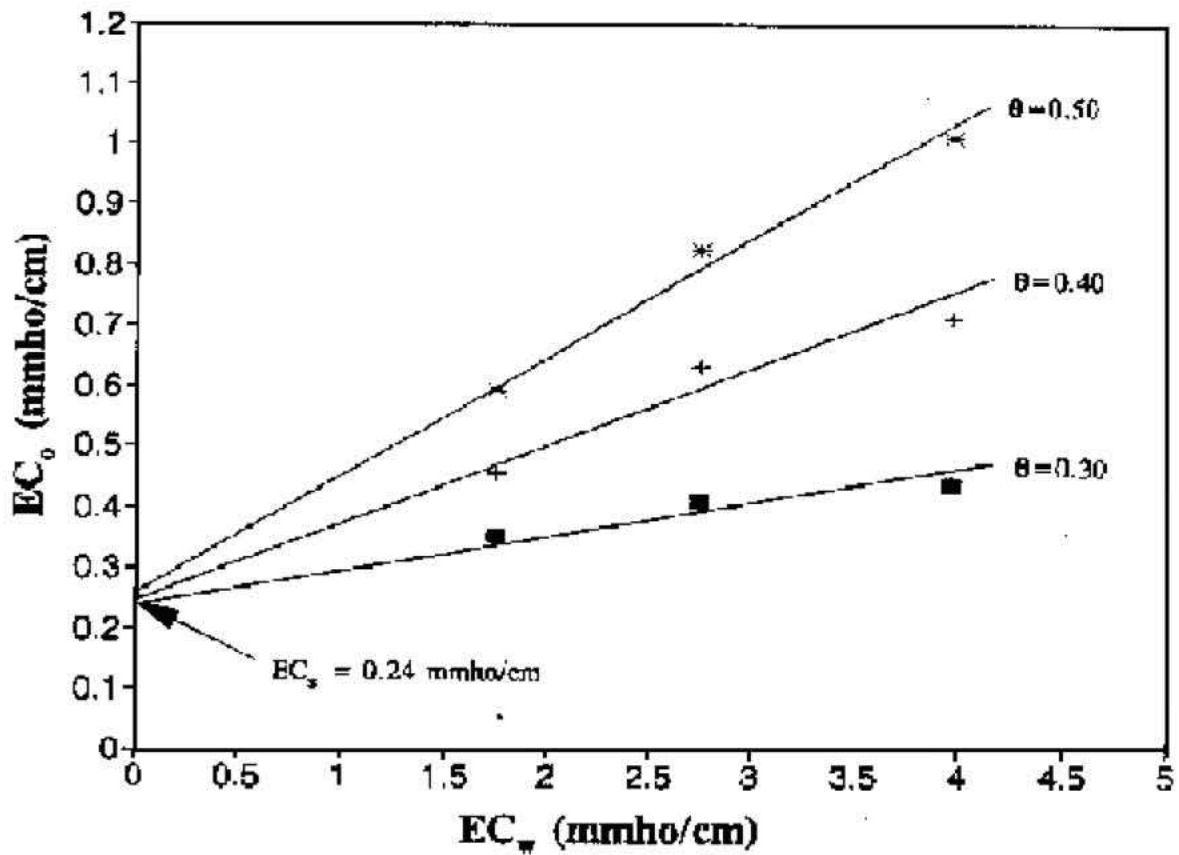


Figure (2-6) : Estimation de la conductivité électrique de surface (Kalinski et William. 1993)

On donne ici quelques valeurs de conductivités électriques  $\sigma_s$ , rapportées par Kalilnski et William. (1993) :

Type du sol	$\sigma_s$ (mS/cm)
Argile	1.13
Sable argileux	0.70
Limon	0.32

Tableau (2-1) : Exemples de valeurs de conductivité électrique de surface du sol (Kalinski et William. 1993)

De leur part, Johnson et al. (1986) ont proposé une relation linéaire pour les sols saturés en eau relativement saline (formule valable uniquement pour des grains du sol isolants couvert par une couche appréciable d'élément argileux) :

$$\sigma_s = \frac{1}{F} \left( \sigma_w + \frac{2 \Sigma_s}{\Lambda} \right) \quad (2-8)$$

où

$\Sigma_s$  : désigne la conductance de surface ;

$\Lambda$  : paramètre de longueur (rapport volume sur surface) ;

$$\frac{\Lambda}{2} = \frac{\int |E(r)|^2 dV_p}{\int |E(r)|^2 dS} \quad (2-9)$$

$E(r)$  : le potentiel électrique au point  $r$  ;

$V_p$  : le volume des pores, et  $S$  la surface de l'aire (c'est à dire l'interface pore solide).

Le paramètre  $\Lambda$  est une mesure de la dimension des pores interconnectés, il est contrôlé en particulier par la granulométrie (plus le matériau est fin, plus  $\Lambda$  est petit) et par la compaction du matériau.

Wildenschild et al, (1999) en effectuant des mesures sur des échantillons saturés par des solutions de  $\text{CaCl}_2$  de différentes concentrations et composés d'un mélange sable-argile avec des pourcentages variant de 0 à 10% d'argile montmorillonite ont constaté qu'il existe deux parties distinctes dans la relation conductivité électrique globale-conductivité électrolytique (conductivité de la solution d'imbibition), figure (2-7).

En effet pour des concentrations élevées, une relation linéaire est obtenue (ici, la conductivité électrolytique est dominante) tandis que, pour des faibles concentrations la courbe commence à dévier et la relation devient de plus en plus non linéaire à cause de l'effet de la conduction de surface qui devient de plus en plus important. Pour des concentrations très faibles les courbes tendent vers des constantes qui représentent la valeur de la conduction de surface. Pour les sables propres, la relation précédente est toujours linéaire et on remarque que la valeur de la constante qui représente la conductivité de surface est négligeable.

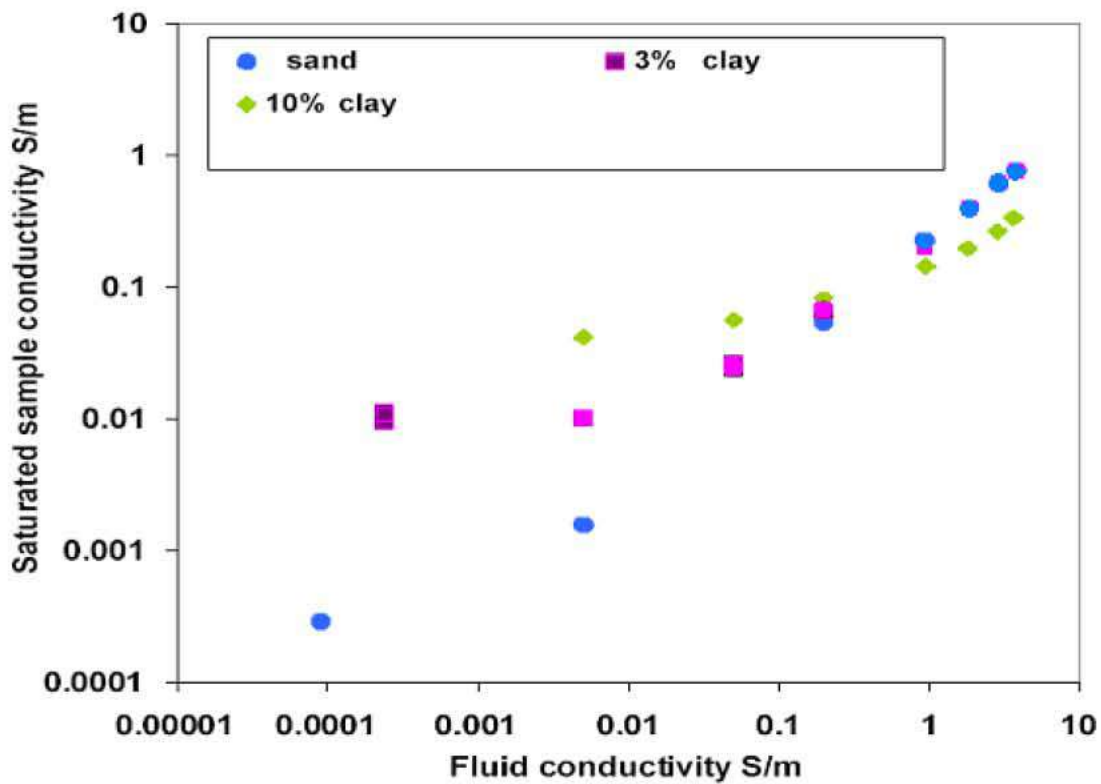


Figure (2-7) : Relation conductivité électrique à saturation- conductivité de l'eau d'imbibition pour différente teneur en argile (Wildenschild et al. 1999)

Plus récemment, Amente et al 2000 ; sur la base de résultats expérimentaux, ont suggéré que la conductivité de surface  $\sigma_s$  n'est pas indépendante de la teneur en eau le fait que les valeurs obtenues de  $\sigma_s$  augmentent lorsque la teneur en eau augmente. La figure (2-8) révèle une relation non linéaire entre  $\sigma_s$  et la teneur en eau  $\theta$  dans la quelle  $\sigma_s = 0$  pour  $\theta = 0.032$ . Cette teneur en eau est considérée comme teneur en eau résiduelle  $\theta_r$  en dessous de laquelle il n'y a plus de conduction électrique dans le sol.

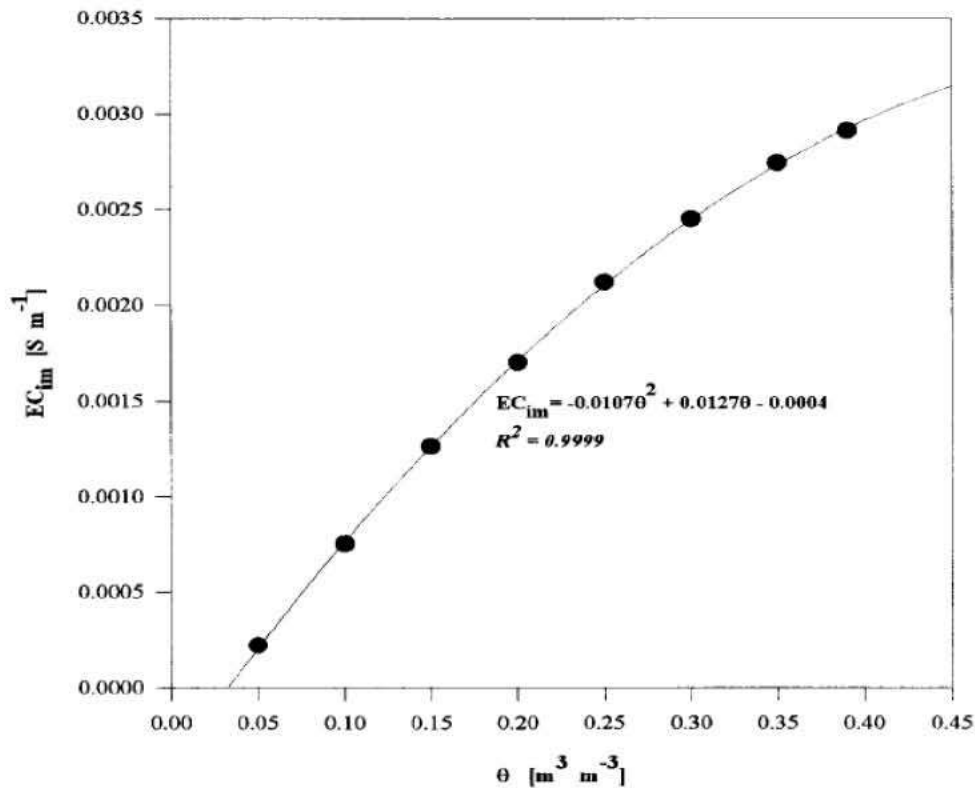


Figure (2-8) : Relation conductivité électrique de la phase solide-teneur en eau (Amente et al 2000).

En résumé, de nombreux auteurs ont montré que la présence d'argile dans un échantillon provoque l'augmentation de la conductivité apparente. Son importance relative est plus grande si la conductivité de l'eau des pores est faible. L'amplitude de cet effet dépend de la concentration de l'argile, du type d'argile (i.e. capacité d'échange cationique, surface spécifique des grains etc.) et des cations adsorbés.

### 2.3.5. La perméabilité hydraulique

La relation qui relie la perméabilité hydraulique à la conductivité électrique est toujours mal établie.

Johnson et al. (1986) et Wildenschild et al. (2000) ont respectivement proposé et vérifié les relations suivantes entre conductivité électrique et perméabilité hydraulique pour des mélanges sablo-argileux :

$$\sigma_b = \frac{1}{F} (\sigma_r + 2 \Sigma_s / \Lambda) \quad (2-10)$$

$$\Lambda = \sqrt{\frac{8K_h F \mu}{g \rho}} \quad (2-11)$$

$\sigma_b$  : conductivité électrique globale du matériau ;  
 $K_h$  : perméabilité hydraulique exprimée en m/s ;  
 $\Sigma_s$  : conductance de surface (sur la surface des argiles) ;  
 $\Lambda$  : rapport volume sur surface ;  
 $\mu$  : viscosité dynamique du fluide (Pa.s) ;  
 $\rho$  : densité du fluide ( $\text{kg/m}^3$ ) ;  
 $g$  : accélération gravitaire ( $\text{m/s}^2$ ).

Des équations (2-10) et (2-11) il vient :

$$K_h = \frac{\rho g}{2\mu F} (\Sigma_s / (\sigma_b F - \sigma_f))^2 \quad (2-12)$$

Cette équation montre que la perméabilité hydraulique  $K_h$  suit une loi inversement proportionnelle à la conductivité électrique.

D'autres chercheurs ont, également, étudié l'influence de la perméabilité hydraulique sur la conductivité électrique du sol a été évoquée par de nombreux chercheurs (kelly, 1977 ; Sadek, 1993 ; Abu-Hassanein et al., 1996 ; Wildenschild et al., 2000), mais la relation reliant la résistivité électrique à la perméabilité reste mal établie, des résultats contradictoires ont été rapportés dans la littérature. Certains auteurs ont trouvé une relation directe entre la résistivité et la perméabilité (i.e. la perméabilité augmente quand la résistivité augmente), alors qu'une relation inverse (la perméabilité diminue quand la résistivité augmente) a été trouvée par d'autres.

Par exemple, les sables denses, propres et saturés ont une plus faible porosité, une plus faible perméabilité et une plus forte résistivité électrique que celle des sables lâches et propres. Inversement, la comparaison entre la résistivité électrique et la perméabilité de différents types de sols (argile, limon, sable) donne une relation directe entre la perméabilité et la résistivité, sachant que les sols grossiers présentent généralement les plus fortes résistivités et les plus fortes perméabilités. La relation directe entre la perméabilité et la résistivité électrique est principalement due aux conductivités de surface ; la conductivité de surface diminue lorsque le sol devient plus grossier.

### **2.3.6. La structure du sol**

La structure du sol a également un effet sur la conductivité électrique mesurée. Si un échantillon du sol est anisotrope, sa conductivité électrique mesurée dans le sens horizontal sera différente à celle mesurée dans le sens vertical. En effet, le chemin pris par les lignes du courant est différent dans les deux cas. Pour tenir compte de l'effet du potentiel de l'anisotropie Arulanandn et Kutter (1978) ont introduit un nouveau paramètre défini comme suit :

$$I_{an} = \sqrt{\frac{F_v}{F_h}} \quad (5-13)$$

Avec :

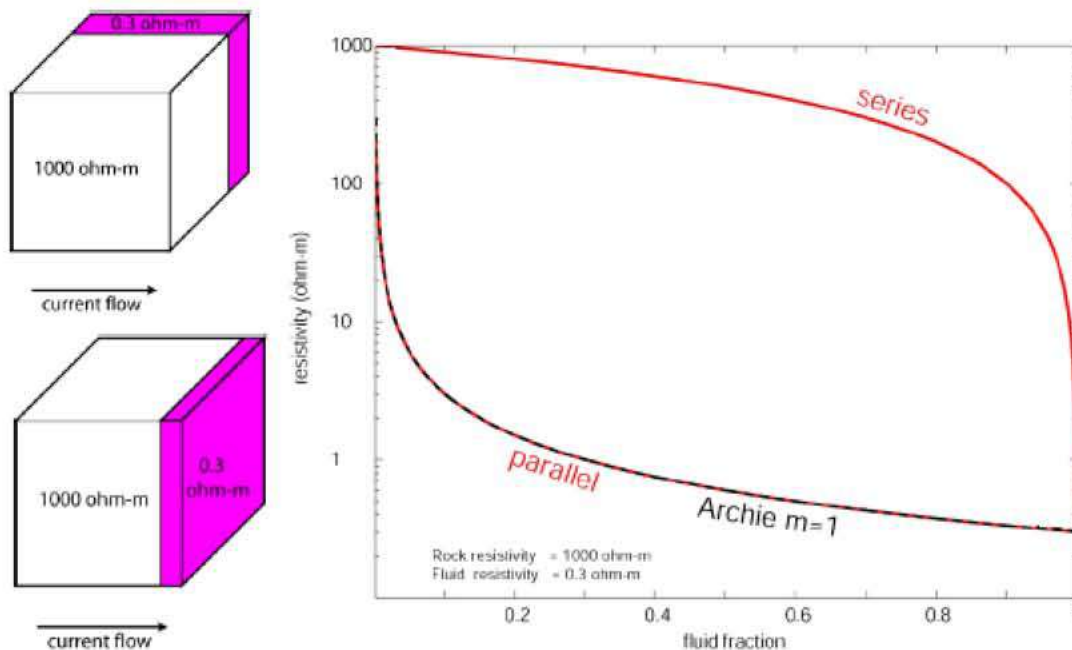
- $I_{an}$  : indice d'anisotropie ;
- $F_V$  : facteur de formation dans le sens horizontal ;
- $F_h$  : facteur de formation dans le sens vertical.

Par substitution, l'indice d'anisotropie peut être déterminé directement en fonction des conductivités électriques horizontales  $\sigma_{rh}$  et verticales  $\sigma_{rv}$  :

$$I_{an} = \sqrt{\frac{\sigma_{rh}}{\sigma_{rv}}} \quad (5-14)$$

Cette formule montre qu'une augmentation de l'indice d'anisotropie indique que l'échantillon a une structure alignée plus dans le sens horizontal que dans le sens vertical, c'est à dire que l'orientation des particules suit le sens horizontal.

Abu-Hassaneinet al. (1996), ont étudié l'influence de l'anisotropie sur la valeur de la résistivité. Pour des échantillons compactés à une teneur en eau optimale et à l'énergie Proctor Normal, la résistivité électrique horizontale se situe entre 82% et 86% de la résistivité verticale. Pour les mesures réalisées sur un plan à 45°, la plage des valeurs obtenues est entre 76% et 102 % de la résistivité verticale. De plus, leurs tests ont montré une diminution de l'effet d'anisotropie pour une augmentation de la teneur en eau.



**Figure (2-9) :** Influence de l'anisotropie (distribution de l'eau dans l'échantillon) sur la résistivité.

**Réf :** Cours de géophysique de l'Université d'Alberta / Pr. Mrtyn Unsnorth

Ces deux figures illustrent bien l'effet important de l'anisotropie de l'échantillon (distribution anisotrope de l'eau à travers la géométrie des pores) sur la résistivité électrique. Dans cette exemple deux cas extrêmes ont été calculés (en série et en parallèle) pour une résistivité de la phase solide ( $\rho_s$ ) de 1000 ohm.m et de la phase liquide ( $\rho_w$ ) de 0.3 ohm.m.

### **2.3.7. La température**

De nature électrolytique, la résistivité du sol est fonction de la température. L'augmentation de la température produit deux effets qui agissent de manière opposée : une diminution de la masse volumique et une diminution de la viscosité de l'eau. Ce dernier effet est prépondérant, ainsi, la mobilité des ions devient plus grande, par ailleurs, le degré de dissociation des sels minéraux présents dans la solution augmente, ce qui a pour effet de diminuer la résistivité ou inversement d'augmenter la conductivité. L'évolution de la résistivité en fonction de la température est d'autant moins marquée que le milieu est riche en solutés. En effet, la densité de charges limite, avec plus d'efficacité, l'effet des forces de frottement induites par les variations de la température.

Revil et al. (1998) ont montré, également, une dépendance entre la conductivité électrique de surface et la température. Pour une conduction métallique ou électronique résultant de la mobilité des électrons à travers le réseau cristallin (cas de solides conducteurs) quand la température augmente, les conducteurs métalliques deviennent plus faiblement conducteurs, à cause de la difficulté des électrons à traverser les réseaux cristallins dont les éléments sont en mouvement thermique plus important.

Keller et Frischknecht, (1966), après avoir étudié en laboratoire l'effet de la température sur la résistivité électrique du sol, ont fourni l'expression suivante qui permet de ramener la résistivité mesurée à une température  $t$  à celle mesurée à une température standard ( $18^\circ$  étant pris ici comme température de référence) :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(t - 18)} \quad (5-15)$$

où

$\alpha$  : paramètre empirique qui approximativement égal à  $0.025^\circ\text{C}^{-1}$

$\rho_t$  : résistivité mesurée à la température  $t$

$\rho_{18}$  : résistivité mesurée à  $18^\circ$  Celsius.

### **2.3.8. La forme des grains**

Wyllie et Gregory (1953) ont étudié l'effet de la forme des grains sur le facteur de formation (rapport de la conductivité de l'eau des pores sur la conductivité de l'échantillon). Ils ont testé des sols naturels et des échantillons de sols faits de particules uniformes, sphériques, cubiques, et cylindriques, à différente porosité. Quelle que soit la porosité, les particules sphériques ont présenté la plus forte conductivité électrique.

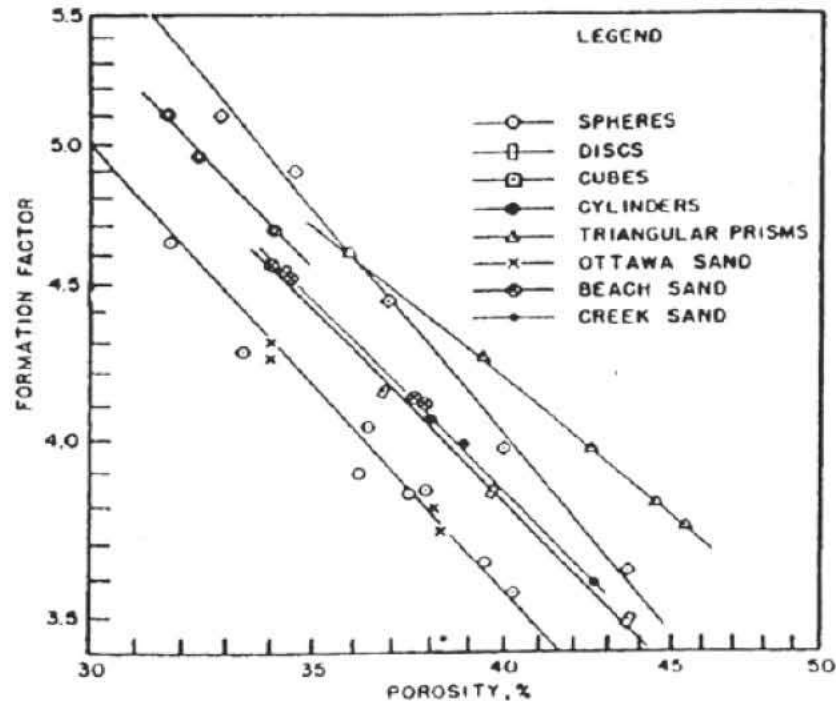


Figure (2-10) : Facteur de formation en fonction de la porosité pour différentes formes de particules (Wyllie et al, 1953)

### 2.3.9. La contrainte

L'effet de l'augmentation de la contrainte sur la conductivité électrique des milieux poreux a été étudié en premier par les géologues pétroliers et les géophysiciens. Les grandes profondeurs d'investigation ont nécessité une meilleure compréhension de la différence entre les résultats des mesures en laboratoire et les mesures in situ qui présentent de grande différence de contraintes. Wyble (1958) a montré que « le facteur de cimentation » de l'équation d'Archie augmente avec la contrainte appliquée. Stesky (1986) a réalisé une série d'essais en laboratoire sur des carottes de roches naturelles et artificielles, sous une contrainte allant jusqu'à 200MPa. Il conclut que la conductivité électrique diminue quand la contrainte augmente (fig. 2-11).

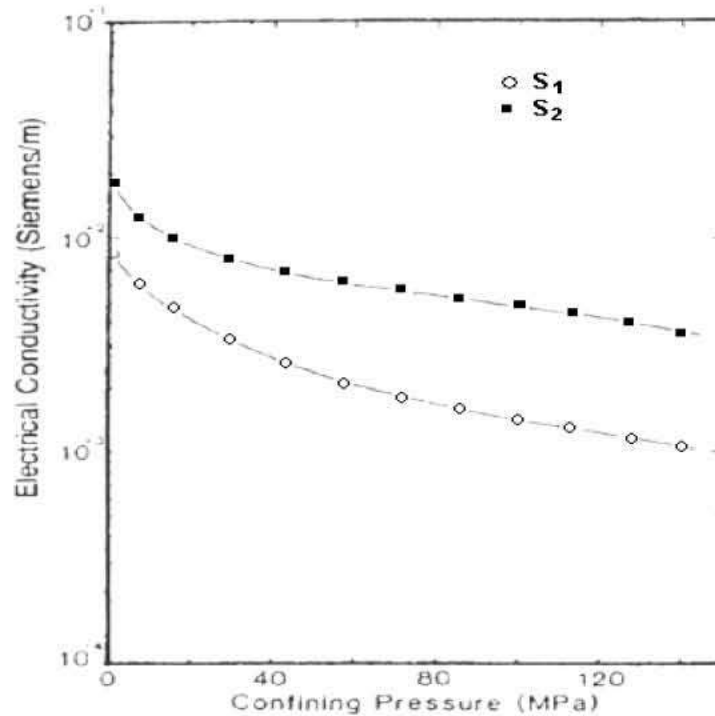


Figure (2-11) : Diminution de la conductivité de deux roches saturées en fonction de la contrainte de confinement

Aux paramètres cités précédemment s'ajoutent d'autres facteurs qui peuvent influencer la résistivité électrique par le biais de leur influence sur les propriétés physico-chimiques du sol (compactage, remaniement etc.). A titre indicatif on peut citer l'effet de la compaction sur la résistivité électrique de l'argile compactée qui a été évoqué par Abu Hassanein et al 1996. Ces auteurs concluent que l'effort de compactage a un effet sur la perméabilité du sol compacté et par suite sur les résistivités mesurées (fig. 2-12).

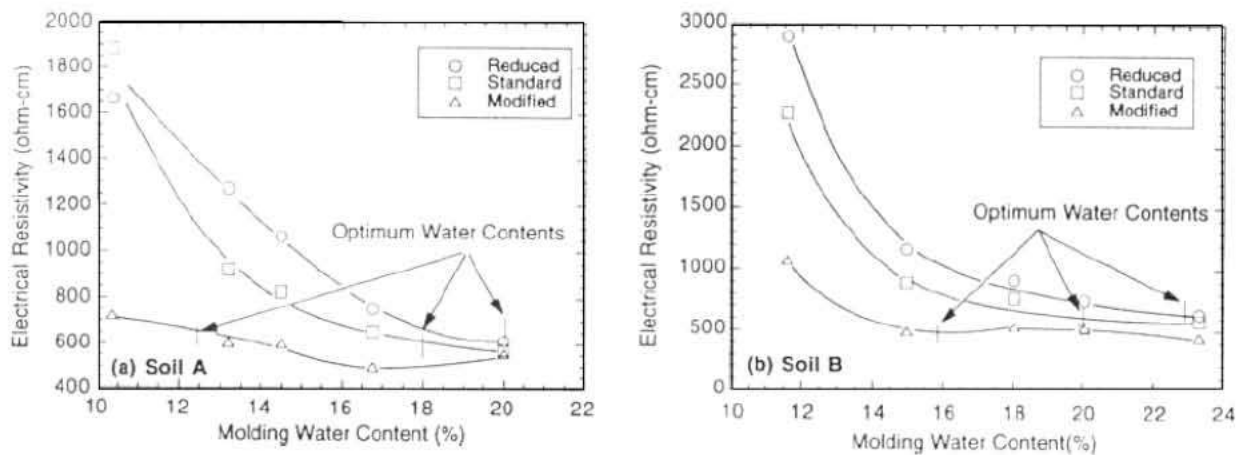


Figure (2-12) : Relation reliant la résistivité électrique, la teneur en eau et l'effort de compactage (Abu-Hassanein et al, 1996)

## **Conclusion**

Cette première partie nous a permis de parcourir, à partir des travaux antérieurs, les principales études de recherche dans la matière. Nous avons, donc, défini la résistivité électrique du sol et ses différents modes de conduction, présenté les modèles de sa représentation électrique en fonction des caractéristiques du milieu et décrit les paramètres affectant sa mesure. Cette première partie nous a permis de retenir les principaux points suivants :

- Bien que la conduction du courant dans les sols est essentiellement électrolytique et fait intervenir le déplacement des ions en solution dans l'eau des pores, deux types de conduction du courant peuvent se présenter selon la texture du milieu, une conduction de surface à l'interface grain eau et une conduction électrolytique à travers l'eau libre, la conduction globale s'effectue, donc, grâce à la superposition de ces deux type de conduction.
- La résistivité électrique des sols dépend de plusieurs facteurs tels que la porosité (la forme et la taille des pores, la forme et la taille des connexions existant entre les pores), le pourcentage des vides remplis par l'eau, la concentration ionique de la solution du sol, la texture et la teneur en argile du sol, la perméabilité et la compaction de sol, la température et l'état de l'eau (eau libre, glace, vapeur). Une grande partie de ces paramètres a été regroupée dans les formules d'Archie.
- Il existe une grande diversité de modèles de représentation de la résistivité électrique d'un milieu poreux en fonction de ses caractéristiques structurales (porosité, texture, etc.) et de son degré de saturation en eau. La majorité de ces modèles ont été construits sur la base d'études ou de postulats plus ou moins discutés et qui souffrent des fois de limites et hiatus physiques. Un important effort expérimental reste à réaliser sur une large variété de sols et de milieu pour tester concrètement la fiabilité et la validité de ces différents modèles de représentations de la résistivité électrique

Ces phénomènes venant se superposer et interagir entre eux, on comprend aisément combien complexe est le problème. C'est pourquoi la plupart des travaux réalisés ont cherché, autant que possible, à les découpler et les étudier séparément. On connaît mieux, aujourd'hui, chaque phénomène de façon indépendante, mais l'interaction entre différents phénomènes reste d'une manière générale encore peu ou mal connue.

***DEUXIEME PARTIE***

***CONTRIBUTION A LA CARACTERISATION  
ELECTRIQUE DES SOLS EN LABORATOIRE -  
CAS DES MELANGES SABLE-ARGILE***

## **DEUXIEME PARTIE**

### **CONTRIBUTION A LA CARACTERISATION ELECTRIQUE DES SOLS EN LABORATOIRE - CAS DES MELANGES SABLE-ARGILE**

#### **Introduction**

La présence d'argiles a toujours posé quelques problèmes aux ingénieurs qui ont affaire aux sols, aux assises de chaussées, aux bétons, etc. Le goût immodéré de ces minéraux pour l'eau et la forte activité chimique de leur surface spécifique entraînent, en général, des modifications dans les propriétés physiques et mécaniques. Ceci étant compliqué par la variabilité de leur nature et proportion dans l'espace, ce qui nécessite une reconnaissance rapide, fiable et à grande échelle de ces formations.

L'étude de ces phénomènes ainsi que la répartition spatiale des formations argileuses dans les sols par prélèvements d'échantillons suivis d'analyses de laboratoire est difficile et laborieuse à cause de la grande variabilité de la nature et des teneurs en argiles d'un point à un autre. A cela s'ajoute la difficulté de les manipuler et le manque de moyens permettant une compréhension parfaite de leur comportement. Une manière de mettre en évidence cette variabilité et pour accéder à moindre coût à des informations, même en profondeur, consiste à utiliser la conductivité électrique.

Notre principal objectif, dans cette partie, est d'établir les lois de comportement de la conductivité électrique des mélanges sable-argile en fonction de certains paramètres comme la teneur en eau, la salinité de l'eau de saturation, la texture, et le type d'argile. Cette approche permet de tester la faisabilité de la résistivité électrique pour la caractérisation du sol, de montrer comment l'approche géophysique apporte des informations pertinentes sur les sols et de discuter ses contraintes, ses limites et ses avantages.

Cette partie commence, dans un premier temps, par un récapitulatif des propriétés physico-chimiques des matériaux utilisés et une description du dispositif expérimental et du principe de mesure. On présentera, ensuite, les relations obtenues pour les différents mélanges sable-argiles. Nous analyserons alors les résultats des mesures et tenterons de les interpréter comme la résultante de plusieurs processus. Les paramètres affectant les mesures et les informations que l'on peut en déduire seront discutées sur la base d'observations, et ce, en cherchant à caractériser la nature des mécanismes mis en jeu.

## CHAPITRE 3

### MATERIELS ET METHODE

#### 3.1. Introduction

On présentera dans ce chapitre, dans un premier temps, la description générale du dispositif retenu pour les mesures de la résistivité électrique des échantillons de sol, ensuite on présentera la procédure d'expérimentation et les caractéristiques des sables et argiles devant être utilisés.

#### 3.2. Dispositif expérimental de mesure

##### 3.2.1. Expérience test sur le modèle de Wenner réduit

Avant de commencer les mesures proprement dites sur les échantillons, nous avons réalisé des expériences préliminaires pour la mesure de la résistivité électrique apparente par quadripôle Wenner sur modèle réduit avec un espacement de 10 cm sur des échantillons ne contenant que du sable saturé en eau. Le dispositif Wenner présente l'avantage de pouvoir mesurer la résistivité électrique sur site et en laboratoire en gardant la même configuration.

En effet, le seul paramètre mesuré durant ces expériences a été la résistivité électrique, aucune mesure annexe n'a été réalisée. Cette démarche a été faite dans le but d'atteindre les principaux objectifs suivants :

- Tester la possibilité d'effectuer les mesures avec le quadripôle Wenner sur modèle réduit en laboratoire ;
- observer l'évolution du signal électrique lors du contact des électrodes ;
- vérifier la répétitivité des mesures ;
- optimiser le modèle pour les prochaines mesures.

Le dispositif initial de mesure est constitué d'une cuve en verre de 40 cm de longueur, sur 10 cm de hauteur et 10 cm de largeur. Cette géométrie permet d'englober au maximum les lignes du champ électrique à l'intérieur de la cuve. Quatre trous ont été réalisés sur le devant de la cuve afin de pouvoir y introduire et fixer les électrodes de mesure de potentiel et du courant, les mesures électriques ont été réalisées avec des électrodes en cuivre à la surface libre de l'échantillon avec un montage Wenner à faible écartement (un espacement de 8 cm), la profondeur d'investigation correspond approximativement à l'écartement des électrodes.

Le principe de mesure et de calcul est le même utilisé par les géophysiciens pour un dispositif Wenner à quatre électrodes (Fig. 3-1). Deux électrodes permettent d'injecter un courant d'intensité connue  $I$ . Puis, la différence de potentiel  $\Delta V$  créée par le passage du courant dans l'échantillon est mesurée par les deux autres électrodes. La résistivité électrique est proportionnelle à un facteur géométrique  $k$  qui dépend de la géométrie et des dimensions du dispositif.



Figure 3-1 : Photos du dispositif initial (configuration Wenner sur modèle réduit).

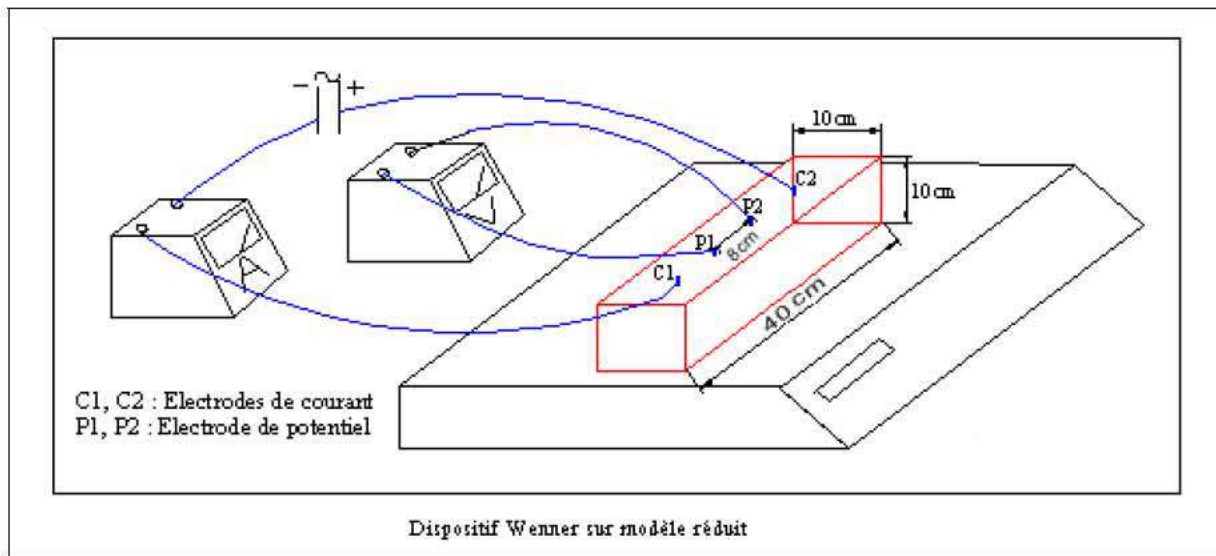


Figure 3-2 : Schéma du dispositif Wenner sur modèle réduit.

### 3.2.1.1. Problèmes rencontrés et tentative de résolution

Lors des expérimentations nous avons constaté que les mesures sur le modèle Wenner réduit se sont avérées extrêmement instables au cours de l'expérience. Cette forte sensibilité a causé une grande dispersion dans les valeurs des résistivités électriques mesurées, par conséquent, l'erreur absolue dans les lectures était considérable et leur exploitation s'avère impossible.

La comparaison des variations de mesures à faibles (électrodes placées au sommet de la cuve à la surface libre de l'échantillon) et à grandes profondeurs de pénétration des électrodes dans

l'échantillon de sol a permis de se rendre compte de l'influence de l'enfoncement des électrodes. En effet, la dispersion est importante quand elles sont placées à la surface libre de l'échantillon et devient de plus en plus faible (lectures stables) lorsque la profondeur de pénétration augmente (la zone de contact devient relativement peu perturbée).

De telles variations au cours du temps auxquelles s'ajoute l'influence des bords de la cuve où le champ électrique est tangentiel à la paroi de la cuve ne nous permettent pas d'interpréter convenablement les résultats des mesures. Ainsi, notre choix s'est orienté vers un dispositif permettant de vérifier ces conditions.

Un tel dispositif nous a conduit à un dispositif similaire à celui utilisé par Pozdnyakova et (1999) où les électrodes sont bien enfoncées en profondeur dans l'échantillon.

### 3.2.2. Dispositif final

Le deuxième dispositif expérimental testé pour les mesures est similaire à celui utilisé par Fowles (1980), Pozdnyakova et al (1999). Ce dernier se compose d'une cellule prismatique en verre (matériau isolant électriquement), transparente et étanche dans laquelle l'échantillon est placé soigneusement et selon des procédures bien définies. Les dimensions géométriques de cette cellule qui doit contenir le matériau dont on veut connaître la résistivité  $\rho$  sont comme suit :

Longueur : 22 cm

Largeur : 4 cm

Hauteur : 3 cm

Deux plaques métalliques de  $3 \times 4 \text{ cm}^2$  de surface et de résistance électrique négligeable sont fixées aux deux extrémités de la cellule pour assurer le bon contact avec le matériau. Ce sera la section droite de la résistance. Pour une meilleure répartition des lignes de courant dans toute la plaque des fils conducteurs recouvrent toute la pièce métallique et sont ensuite connectés entre eux.

Le courant électrique est injecté dans le matériau par le biais de ces deux plaques tandis que le potentiel électrique est mesuré, entre deux équipotentielles, par l'intermédiaire de deux électrodes en cuivre qui pénètrent l'échantillon parallèlement aux plaques sur toute la profondeur de la cellule (3 cm). Cette disposition permet d'ajuster les anomalies de contact entre les électrodes et l'échantillon.

Les mesures sont réalisées à l'aide d'appareillages classiques de mesure et la lecture est directe selon l'échelle de lecture sélectionnée. La géométrie de la cellule rend la résistance lue en Ohm égale à la résistivité du matériau en Ohm.cm.

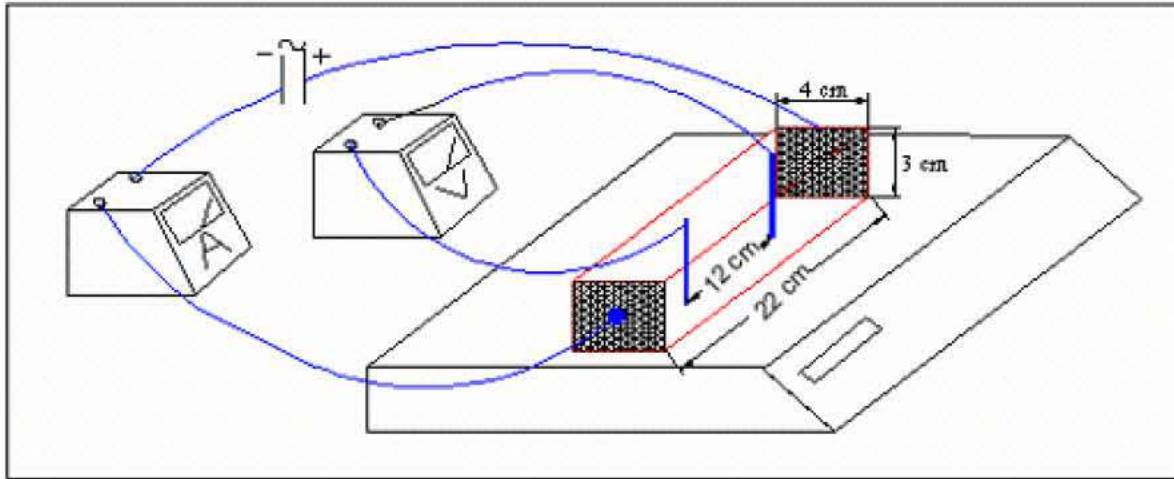


Figure 3-3 : Dispositif expérimental de mesure de la résistivité électrique.

Après avoir effectué un certain nombre de mesures préliminaires, nous avons constaté que les lectures se stabilisent après un certain temps (au bout de quelques secondes) et les valeurs mesurées sont plus ou moins répétitives.

### 3.3. Principe des mesures électriques

La mesure de la conductivité électrique peut être effectuée en courant continu (CC), ou en courant alternatif (CA). Cependant l'utilisation du courant continu peut causer certains problèmes tels que l'électro-osmose et la migration d'ions qui peuvent changer les propriétés électriques des échantillons. En effet si on applique une différence de potentiel constante entre deux électrodes plongées dans une solution électrolytique, un courant électrique s'amorce, puis décroît rapidement en raison de l'impossibilité pour les ions de pénétrer à l'intérieur des électrodes et de circuler dans les conducteurs métalliques. Les cations (+), s'accumulent au voisinage de la cathode (-) et les anions (-), au voisinage de l'anode (+), provoquant ce qu'on appelle la polarisation des électrodes. Pour observer et mesurer un courant électrique permanent et stable, il faut donc appliquer une différence de potentiel alternative. Mais il faut aussi que la fréquence ne soit pas trop élevée pour que, à chaque inversion du potentiel, la phase d'accélération des ions puisse être considérée comme négligeable par rapport à leur temps de circulation à vitesse stabilisée (pour notre cas les mesures ont été prises à 50 Hz, valeur considérée comme basse fréquence). Il faut enfin que les potentiels appliqués soient faibles (quelques volts) pour éviter les réactions électrochimiques aux électrodes (la différence de potentiel adoptée pour les mesures a été prise égale à 12 volts). En courant alternatif, la conductivité mesurée est fonction de la fréquence. A basses fréquences (<100Hz) les valeurs de conductivité mesurées sont proches à celles obtenues en courant continu.

Pour que le voltmètre influe le moins possible sur le courant que l'on mesure, il faut qu'il soit réglé au plus petit calibre et que sa résistance interne soit bien plus élevée que celle du milieu étudié. Comme la résistance des sols et des roches pouvant atteindre plusieurs milliers d'Ohms, le circuit de mesure utilisé est nanti d'une grande résistance interne et permet, donc, de capter des résistivités allant jusqu'aux  $20 \cdot 10^6$  Ohm.m.

### 3.4. Procédure expérimentale

La préparation des échantillons est une étape très importante dans les mesures de résistivité. Elle doit être menée avec le plus grand soin car elle peut être une source d'erreurs. Pour répondre aux objectifs de cette recherche, plusieurs échantillons de mélange sable-argile ont été préparés selon des procédures différentes (en fonction de l'objectif visé par les mesures). D'une manière générale les étapes suivantes ont été réalisées :

- Les échantillons de sol ont été séchés à l'air (étalé sur un plateau pendant un jour, ou plus si nécessaire), broyés mécaniquement et tamisés au travers du tamis de 80  $\mu$  m (pour les sols fin) ;
- les mélanges sable-argile ont été préparés par des pourcentages en poids du matériau utilisé ;
- ces derniers sont placés dans une cellule de mesure ouverte en surface et fabriquée en PVC. La cellule, avec une longueur de 22 cm et une hauteur de 3 cm, présente alors un volume de 264 cm<sup>3</sup>, et est remplie jusqu'à son niveau supérieur ;
- l'échantillon est réhumecté en l'arrosant en surface jusqu'à la saturation avec des pas de quelques ml et les mesures de résistivités sont effectuées au cours de leur humectation à des intervalles de 10 mn (temps estimé nécessaires pour une bonne répartition spatiale de l'eau dans l'échantillon), le chemin inverse (au cours de sa dessiccation) est à éviter puisqu'il peut conduire à un phénomène de fixation d'ions sodium sur la matrice solide au cours de processus de dessiccation par évaporation ;
- la salinité de l'eau d'imbibition est contrôlée par des ajouts de NaCl ;
- la teneur en eau pondérale est déterminée en continu par pesée par le biais de balance électronique tandis que les lectures simultanées de résistance et de potentiel sont obtenues à l'aide d'appareillage de mesures électriques de laboratoire ;
- les mesures de résistivité électrique sont prises à la température ambiante. Ces mesures sont converties, ensuite, en une résistivité électrique standard mesurée à 18°C par la formule établie par Keller et Frischknecht (1966) :

$$\rho_t = \frac{\rho_{18}}{1 + \alpha(t - 18)}$$

où  $\alpha$  est un paramètre empirique approximativement égal à 0.025°C<sup>-1</sup>

- les teneurs en eau résiduelles des échantillons ont été mesurées après dessiccation dans une étuve à 105°C.

La procédure expérimentale présentée ci-dessus sera modifiée selon l'objectif visé par les mesures, on indiquera dans le chapitre suivant les modifications apportées dans chaque cas.

Dans le but de réaliser des mesures représentatives de la résistivité électrique, ces dernières ont été réalisées trois fois avec plusieurs points de mesure pour chaque lecture, en changeant chaque fois l'emplacement des électrodes de potentiel dans le dispositif. La moyenne (sur les mesures) de la résistivité électrique de chaque lecture a été calculée, en prenant soin d'éliminer, par traitement statistique, quelques mesures aberrantes.

### 3.5. Caractéristiques des matériaux utilisés

Pour répondre aux objectifs de ce travail, le choix des matériaux a été effectué de manière à obtenir un contraste maximal dans leurs propriétés physico chimiques afin de faciliter la compréhension des phénomènes et des paramètres influençant les mesures. Dans nos expérimentations, nous avons utilisé, ainsi, des types de matériaux présentant des propriétés différentes (sables et argiles), autant par leur nature que par leur texture.

#### 3.5.1. Caractéristiques des argiles utilisées

Les principales caractéristiques physico-chimiques des échantillons utilisés pour les expérimentations sont présentées sur les tableaux suivants :

Désignation	Argile A	Argile B
Provenance	Maghnia	Mila
Couleur	Grise	Blanche
Limite de liquidité	219	55
Limite de plasticité	64	28
Indice de plasticité	155	27
Composition minéralogique	Montmorillonite	Kaolinite
Teneur en SiO <sub>2</sub>	80.32	88.15
Teneur en Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.1	Trace
Teneur en Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.6	Trace
Teneur en CaO	4.37	2.36
Teneur en SO <sub>3</sub>	Néant	Néant

**Tableau 3-1** : Résultats d'analyse physico-chimique des échantillons.

#### 3.5.2. Caractéristiques des sables utilisés

Les principales caractéristiques physico-chimiques des sables utilisés sont présentées dans le tableau ci-dessous :

DESIGNATION		Sable 1	Sable 2
Classe du sable		0/0.4	0.5/5
Masse spécifique (g/cm <sup>3</sup> )		2.64	2.69
Masse volumique apparente (g/cm <sup>3</sup> )		1.52	1.45
Porosité %		41.8	43.1
Equivalent de sable	A vue	93.9	82.6
	Au piston	84.7	74.2
Analyse chimique	Sulfate %	3.57	-
	Carbonate	Traces	-
	Matières organiques	traces	-
Analyse diffractométrique	Quartz %	99	-
	Calcite	Traces	-
	Feldspath	traces	-

**Tableau 3-2** : Caractéristiques des sables utilisés.

## **CHAPITRE 4**

### **ETUDE DE LA RESISTIVITE ELECTRIQUE DES MELANGES SABLE-ARGILE**

#### **4.1. Introduction**

Cette étude se propose d'examiner l'évolution de la résistivité électrique d'échantillons de mélange sable-argile en fonction des différentes variables intrinsèques du sol, principalement la teneur en eau. L'objectif est de montrer, quantifier et évaluer la dépendance entre la résistivité électrique et ces paramètres d'influence.

Dans un premier temps, nous étudions, en conditions contrôlées, les variations de la résistivité électrique d'une série d'échantillons de mélange sable-argile (à forte majorité de sable) en fonction de la teneur en eau, et ce, en considérant, l'effet simultané de la teneur en eau, la concentration de la solution du sol, la minéralogie et la teneur en argile. Ensuite, nous tentons de déterminer d'éventuelles corrélations entre ces propriétés et la grandeur résistivité électrique.

#### **4.2. Etude de la relation résistivité électrique-teneur en eau**

##### **4.2.1. Application aux sables propres**

Dans cette première phase, nous essayons de déterminer les lois gouvernant la résistivité électrique des sables propres et en même temps de mettre en exergue l'influence de la texture (taille des grains) du matériau sur la relation résistivité électrique-teneur en eau. Pour cela nous avons déterminé les relations résistivité électrique-teneur eau pour deux sables de classes granulaires différentes (un sable fin de classe 0.05-0.2 mm :  $S_1$ , et un sable grossier de classe 0.5-5 mm :  $S_2$ ). Ces fractions ont été préparées à partir des deux sables caractérisés précédemment (chapitre 3). Les échantillons ont été préalablement lavés à l'eau déminéralisée.

Ici, l'approche est mise en œuvre uniquement pour les sols sableux, car ceux-ci présentent une texture simple : (a) la forme des grains solides peut être raisonnablement considérée comme sphérique ; (b) ils ne possèdent pas de surface active électriquement.

Les résultats obtenus sont présentés sous forme de relations reliant la résistivité électrique globale des échantillons à la teneur en eau volumique  $\theta$  (rapport du volume d'eau de l'échantillon sur son volume total).

#### 4.2.1.1. Résultats des mesures

Pour atteindre l'objectif de faire apparaître à la fois l'effet de la taille des grains et de la résistivité de l'eau d'imbibition (salinité) sur la résistivité globale mesurée et d'obtenir un plus grand contraste dans les valeurs, nous présentons d'abord les relations résistivité électrique-teneur en eau des deux sables étudiés (S1 et S2) pour seulement deux salinités différentes (figure 4-1). Ensuite, les résultats des différentes mesures seront rapportés dans les figures (4-2) et (4-3)

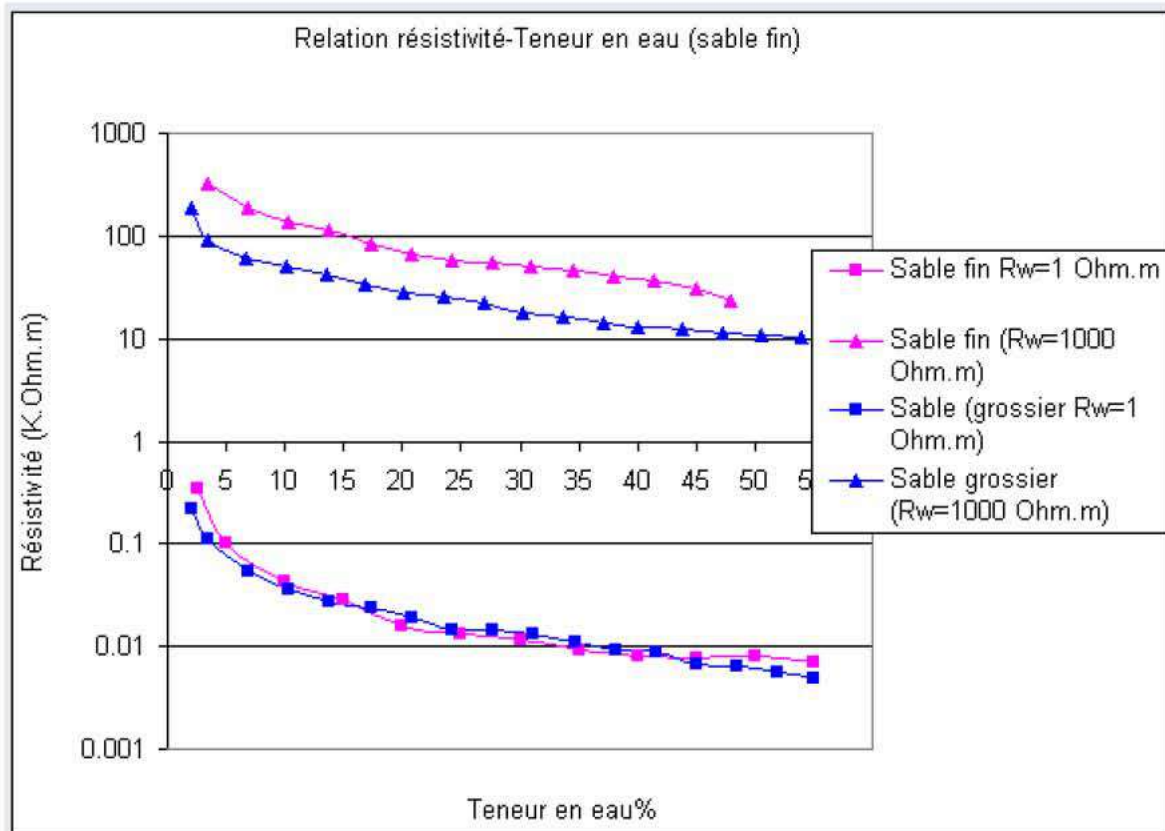


Figure 4-1 : Relation résistivité électrique-teneur en eau volumique.

Ici,  $R_w$  désigne la résistivité de l'eau utilisée pour l'imbibition des échantillons.

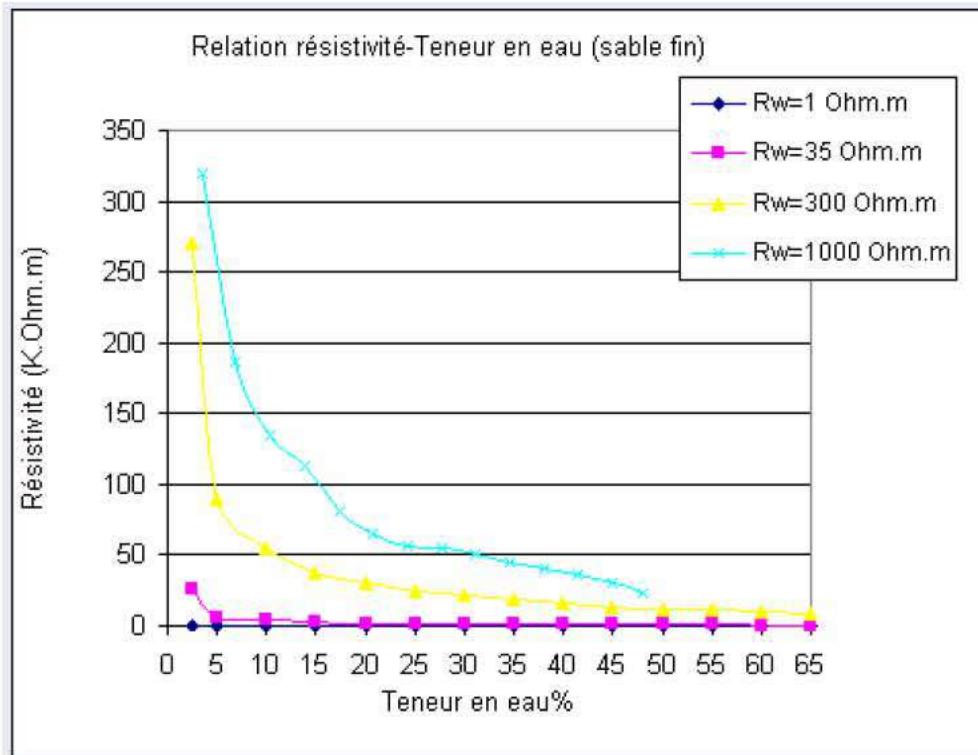


Figure 4-2 : Relation résistivité électrique-teneur en eau volumique pour un sable fin (0.05-0.2)

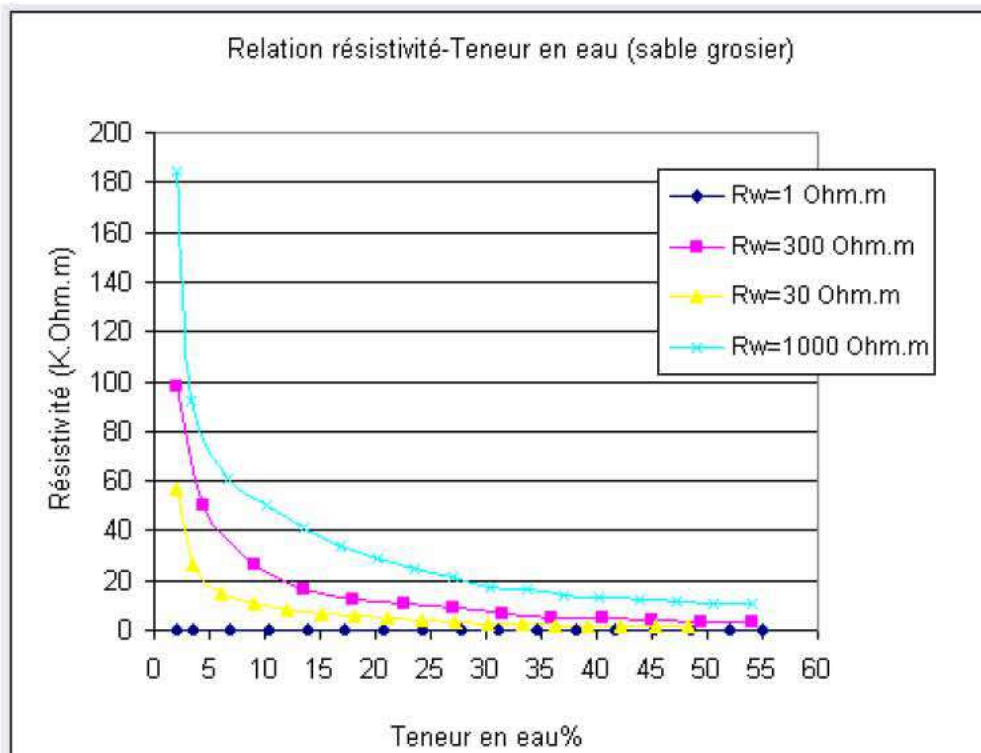


Figure 4-3 : Relation résistivité électrique-teneur en eau volumique pour un sable grossier (0.5-5)

#### **4.2.1.2. Analyse et interprétation**

Ces premiers résultats expérimentaux montrent bien que la résistivité électrique et la teneur en eau d'un milieu sableux évoluent en sens inverse suivant des relations non linéaires, en conformité avec des travaux antérieurs (Archie 1942, Gupta 1972). En effet la saturation en eau facilite le déplacement des charges et la solubilité des ions ce qui diminue fortement les résistivités et restreint, de plus en plus, l'écart des résistivités entre échantillons (Figure 4-2 et 4-3). A sec (avant saturation) les résistivités sont tellement élevées que nous n'avons pas pu les mesurer par le matériel disponible. A titre de rappel, le montage électrique utilisé permet de mesurer des résistances allant jusqu'aux  $20 \cdot 10^6$  Ohm.m.

Les valeurs des résistivités mesurées montrent, également, une nette différenciation entre deux zones distinctes (cette différenciation apparaît avec plus de précision pour les échantillons imbibés d'eau fortement salée) : une zone, à plus de 20% de teneur en eau correspondant à des variations faibles de résistivité, dans laquelle des valeurs inférieures à 60 et 40 k.Ohm.m ont été enregistrées, respectivement, pour l'échantillon S1 et S2 (figures 4-2 et 4-3). En dessous de cette zone (zone des teneurs en eau faibles), on remarque une importante diminution de résistivité où les variations de résistivité sont plus fortes et présentent des chutes rapides atteignant des valeurs six fois moins que les valeurs initiales en un intervalle de teneur en eau de 5%. Cette chute rapide de résistivité est due, probablement, à la formation des premiers chemins électrolytiques à travers les pores des échantillons.

Cette évolution des résistivités en fonction de la teneur en eau volumique est d'autant moins marquée que le milieu est riche en solutés, en effet l'influence induite par une salinité élevée (faible résistivité d'eau d'imbibition) est plus prépondérante que l'effet de saturation en eau. A partir d'environ 20% de saturation, nous avons observé des résultats presque identiques pour les échantillons imbibés d'eau de faible résistivité électrique ( $\rho_w=1$  et 30 Ohm.m).

Pour pouvoir évaluer correctement l'impact des caractéristiques dimensionnelles sur les relations résistivité électrique-teneur en eau volumique, nous avons présenté dans la figure (4-1) les résultats des mesures pour les deux sables sur le même graphique. Dans ce dernier, on observe des résistivités significativement plus élevées pour le sable fin, et ce, pour l'ensemble des teneurs en eau. Cependant, la concordance entre la grosseur des grains et la résistivité n'est pas parfaite pour les échantillons imbibés d'eau fortement conductrice. Ceci est dû non seulement aux variations de la teneur en eau et de sa conductivité, mais également à la géométrie de l'espace poral conducteur (longueur, forme et connectivité des chemins électrolytiques) qui diffère entre les deux sables (même avec des porosités presque égales) rendant ainsi la conduction électrique plus importante pour le sable grossier que le sable fin. Quoique cet effet est de moins en moins ressenti quand la conductivité de l'eau d'imbibition augmente.

### 4.2.1.3. Comparaisons

L'évolution de la résistivité électrique en fonction de la saturation en eau pour les sols sableux a été largement représentée dans la littérature par des relations non linéaires (Archie 1942; Gupta et Hanks 1976). De notre part, nous avons appliqués diverses équations de régression pour représenter les résultats des mesures. Le traitement statistique de ces dernières nous a permis de constater que les modèles de type exponentiel et en puissance montrent une concordance plus ou moins satisfaisante pour l'ensemble des courbes résistivité = f(teneur en eau volumique).

Le tableau (4-1) montre les coefficients de régression ainsi que les valeurs a et b d'un modèle exponentiel appliqué aux résultats de mesures. Il est de la forme  $\rho = a \cdot e^{-b\theta}$  où  $\rho$  est la résistivité,  $\theta$  la teneur en eau volumique, a un paramètre pouvant être corrélé à la conductivité de l'eau d'imbibition (la valeur de a augmente lorsque l'échantillon est imbibé d'eau de résistivité élevée) et b un paramètre empirique proche de 0.05 (tableau 4-1).

Désignation	$\rho_w$	a	b	R <sup>2</sup>
Sable fin	1	87	0.05	0.78
	35	300	0.04	0.84
	300	732	0.04	0.86
	1000	2377	0.05	0.95
Sable grossier	1	88	0.05	0.90
	30	250	0.06	0.93
	300	506	0.05	0.92
	1000	906	0.04	0.91

**Tableau 4-1 : Corrélation avec le modèle exponentiel**

On notera, ici, un accord plus ou moins bon entre les données expérimentales et les relations empiriques proposées (des coefficients de corrélation variant de 0.78 à 0.95 ont été obtenus).

### 4.2.1.4. Conclusion

Les formes exponentielles et en puissance retenues permettent d'une part une modélisation de la résistivité en fonction de la teneur en eau volumique et de la conductivité de l'eau d'imbibition et d'autre part de préciser que des relations linéaires ne sont envisageables que dans une gamme de variation restreinte des paramètres étudiés.

Il convient de retenir également, d'une manière générale, que les sables fins étudiés ont été plus résistants électriquement que les sables grossiers. Ce contexte est de moindre importance quand la conductivité de l'eau de saturation est importante ce qui rend l'influence des caractéristiques dimensionnelles (taille, porosité, forme de granulat) sur la résistivité électrique de plus en plus minime. Ceci peut expliquer les résultats de la figure (4-1) qui nous ne montre pas de différence significative entre groupes d'échantillons.

A la lumière des résultats obtenus de cette première série de mesures sur les échantillons de sable, il est possible de caractériser, par des mesures de résistivité, la texture d'un milieu sableux et en particulier les zones contenant peu d'eau salée. Par contre, pour des salinités élevées, la caractérisation des paramètres dimensionnels (taille, forme etc.) devient difficile à maîtriser par la méthode employée.

#### **4.2.2. Application aux mélanges sable-argile (influence de la teneur en argile)**

Dans cette deuxième série de mesures, nous déterminons d'abord les relations résistivité électrique-teneur en eau pour des mélanges sable-argile. Ensuite nous tenterons de quantifier sommairement, à partir des résultats obtenus, l'influence de la présence d'argile sur les résistivités mesurées. Les mesures sont effectuées sur des mélanges sable-bentonite et sable-kaolinite à différentes teneurs en argile (5%, 10%, 20% et 30%).

Les matériaux utilisés ont été caractérisés préalablement en mettant l'accent sur les paramètres qui risquent le plus d'influencer les résistivités mesurées. Des analyses physico-chimiques ont été réalisées (CEC, limites d'Atterberg, valeur au bleu de méthylène, etc.). Les teneurs en argile ont été déterminées par rapport au poids sec total des échantillons.

##### **4.2.2.1. Résultats obtenus**

Nous présenterons, dans les figures ci-après, les résultats de mesures sous forme de relations montrant l'évolution des résistivités mesurées sur les différents mélanges sable-argile en fonction de la teneur en eau volumique  $\theta$ . Nous avons choisi d'utiliser la teneur en eau volumique pour des besoins de comparaison entre échantillons. En effet une même teneur en eau pondérale ne correspond pas à la même quantité d'eau à ajouter pour des échantillons différents de mélanges sable-argile (dans le volume du dispositif de mesure). Les résultats obtenus sont présentés, donc, sous forme de relations entre la résistivité électrique globale des échantillons et la teneur en eau volumique  $\theta$  (rapport du volume d'eau de l'échantillon sur son volume total) et pour les mêmes résistivités d'eau d'imbibition utilisées dans la première série de mesures (1, 30 et 1000 Ohm.m).

Les erreurs grossières qui se sont produites, lors des mesures, sont rares et sont facilement identifiées car elles conduisent à des valeurs excentriques qui diffèrent significativement des résultats de la série de mesures. Elles sont naturellement éliminées avant traitement et interprétation des résultats.

Durant les mesures, nous avons remarquées, également, des variations dans les signaux de résistivité enregistrées par les électrodes, avant d'atteindre le niveau stationnaire. Ces variations peuvent être associées à des effets de saturation transitoire associés à l'introduction d'eau dans l'échantillon en cours de l'expérience. Les mesures ne sont prises qu'après stabilisation de la phase transitoire.

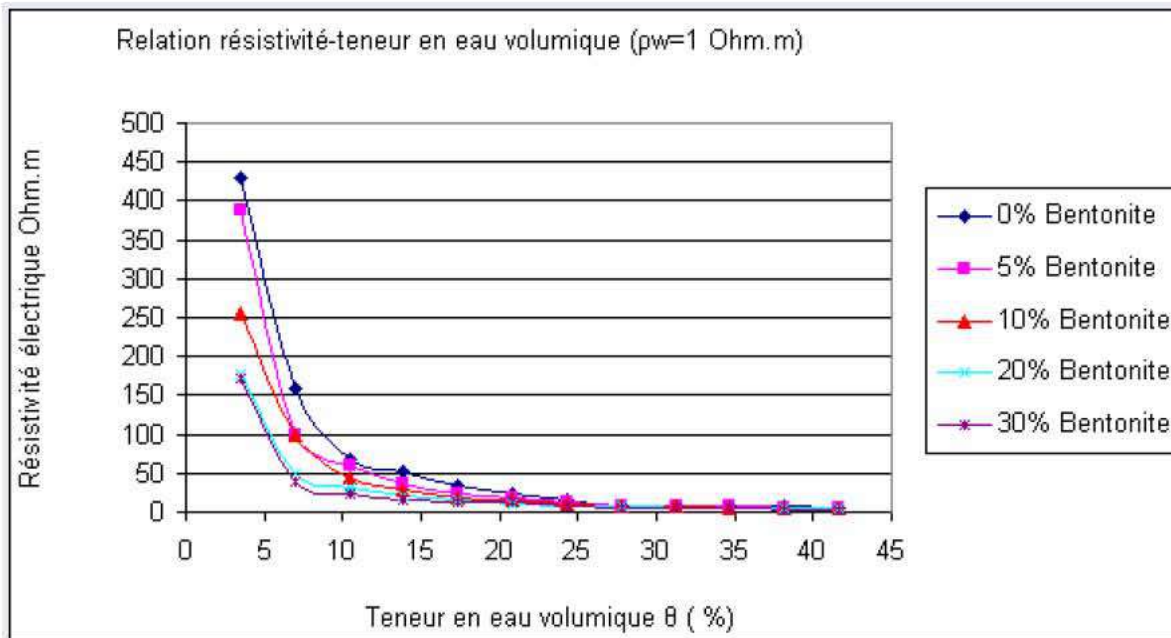


Figure 4-5 : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-bentonite ( $\rho_w=1 \text{ Ohm.m}$ )

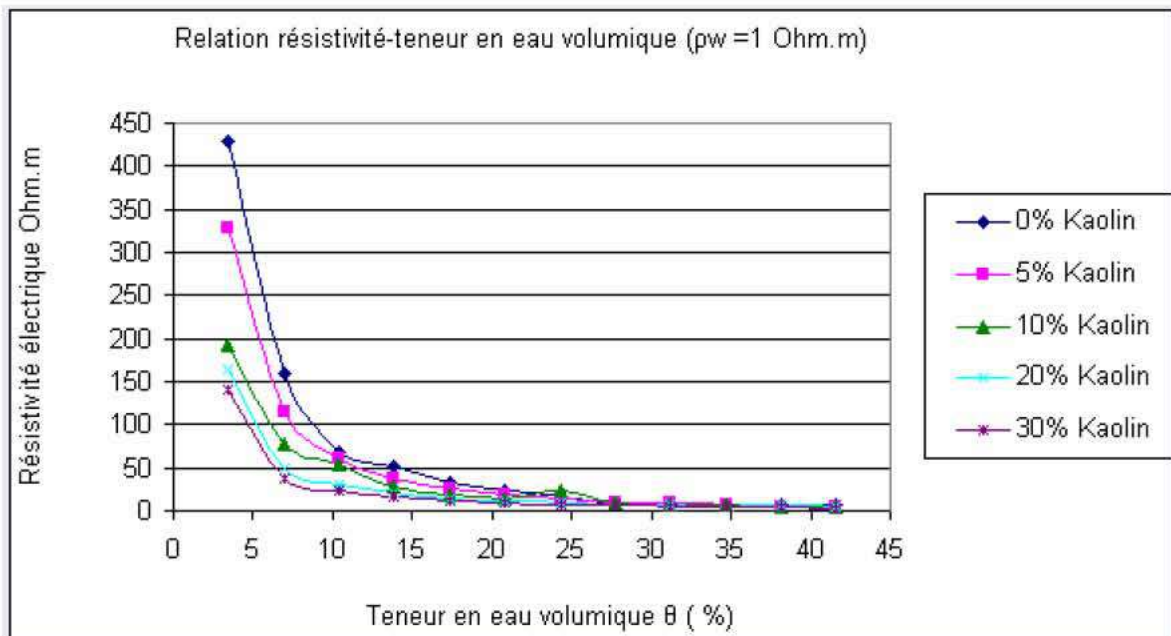


Figure 4-6 : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-kaolinite ( $\rho_w=1 \text{ Ohm.m}$ )

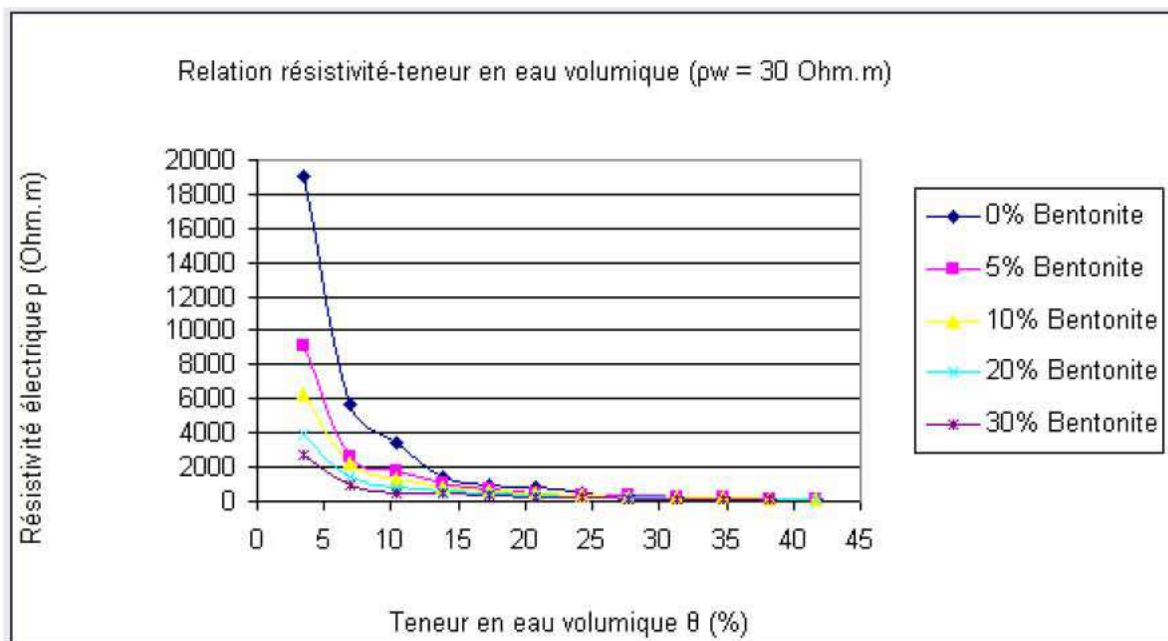


Figure 4-7 : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-bentonite ( $\rho_w=30 \text{ Ohm.m}$ )

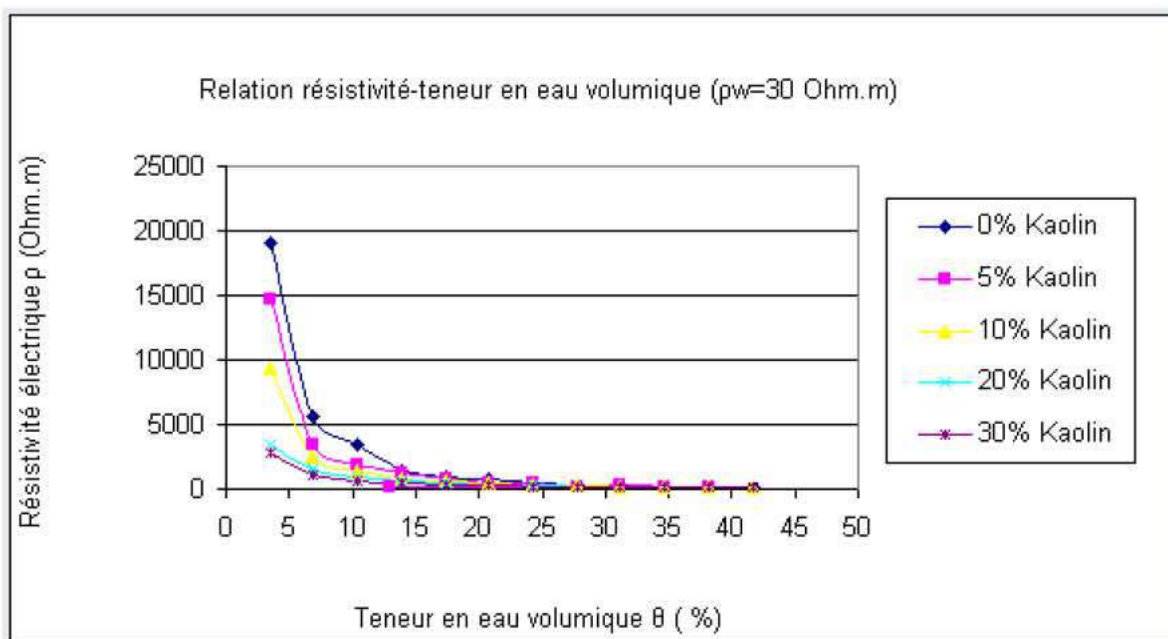


Figure 4-8 : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-kaolinite ( $\rho_w=30 \text{ Ohm.m}$ )

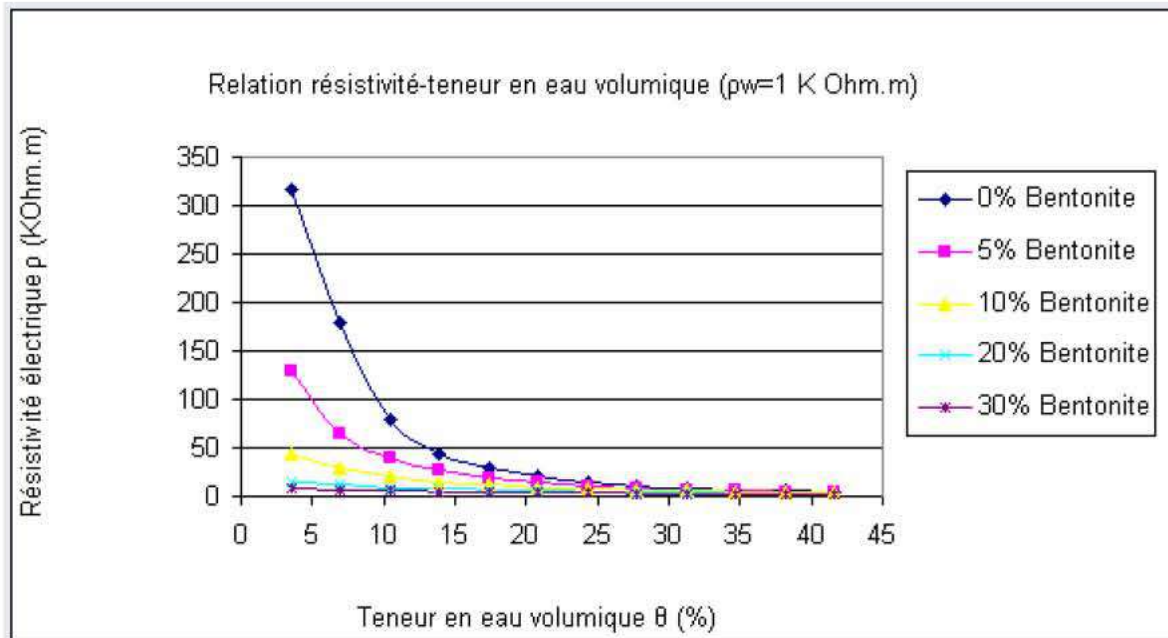


Figure 4-9 : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-bentonite ( $\rho_w=1 \text{ K Ohm.m}$ )

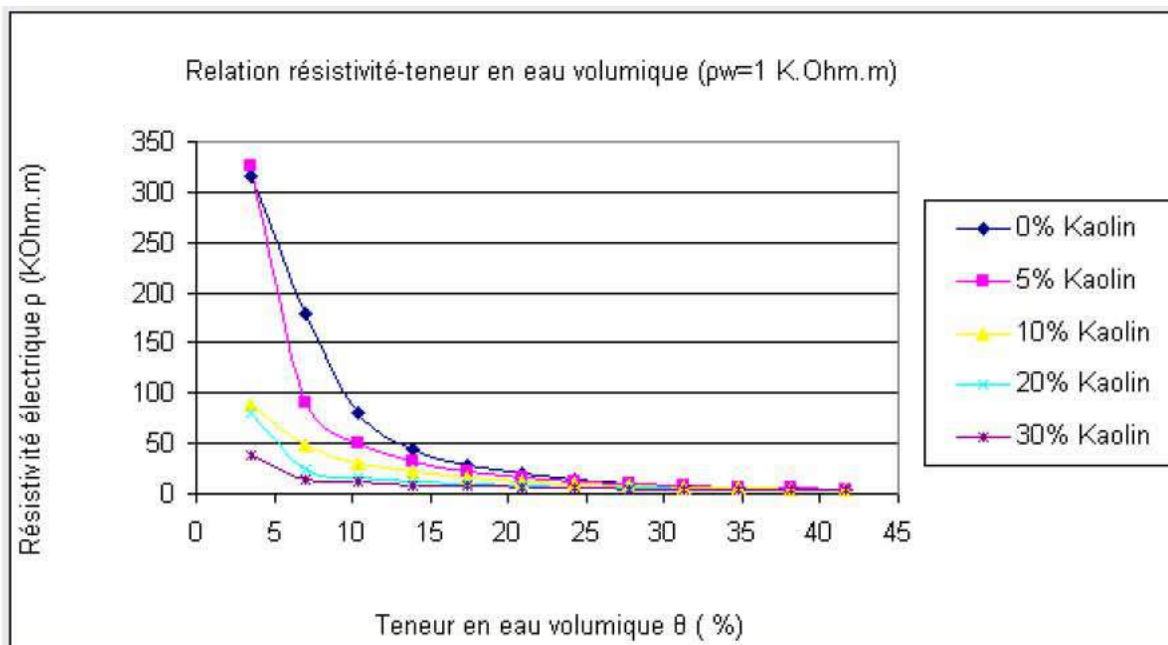


Figure 4-10 : Relation résistivité électrique teneur en eau pour des mélanges sable-kaolinite ( $\rho_w=1 \text{ K Ohm.m}$ )

#### **4.2.2.2. Discussion et interprétation**

Suit à l'examen des figures réunissant les mesures des différents échantillons, on peut faire les constatations suivantes :

Selon l'état de saturation des échantillons et leurs concentrations en argile, les résistivités électriques mesurées varient selon un même schéma. Ces variations sont marquées par une nette diminution des résistivités. En effet, la saturation en eau et la teneur en argile entraînent une baisse sensible des résistivités. Celles-ci commencent d'ailleurs à être mesurées à partir d'une certaine teneur en eau correspondant probablement à la limite entre la discontinuité et la continuité de l'eau contenue dans les pores (début des contacts électrique suite à la formation des premiers chemins électrolytiques).

Près des faibles teneurs en eau ( $\theta$  entre 3 et 15%), les résistivités mesurées diminuent rapidement indiquant un accroissement important d'ions conducteurs en mouvement. Pour les échantillons présentant une forte teneur en argile, cette diminution est de moindre importance et s'étale sur une gamme de teneur en eau plus large que celle du sable propre.

Ensuite à partir de certaines teneurs en eau (entre 15 à 20%), on assiste à une phase plus ou moins constante jusqu'à la fin de l'expérience (développée suivant les échantillons). Nous observons, ici, des résultats presque identiques pour l'ensemble des échantillons et les variations de résistivité deviennent faibles tout en continuant diminuer légèrement.

La comparaison des relations obtenues montre, également, que les mélanges sable-argile présentent des résistivités différentes en fonction de la teneur en argile et ce pour une même teneur en eau et même salinité. De faibles valeurs de résistivité ont été observées dans les mélanges contenant une forte concentration en argile. L'augmentation de cette concentration semble entraîner une baisse très nette de la résistivité (comparée à la résistivité qui serait observée avec la même teneur en eau en absence d'argile). Les différences des résistivités observées sont, donc, attribuées aux différences de teneur en argile.

En effet, le courant électrique circule dans le sol principalement via l'eau porale (à sec les échantillons n'ont présenté aucune conductivité électrique). Cependant, les mesures sont influencées par la présence d'argile car la forte concentration en ions présents dans la double couche diffuse se traduit par un excès de sels dans la solution du sol (couche concentrée d'ions attachés à la surface de la matrice) ce qui favorise le passage du courant. Cette concentration est étroitement liée aux propriétés de la fraction argileuse, tels que le taux de charges, la texture du matériau, la surface spécifique et les interactions (de nature électrique) entre les particules sous l'action du champ électrique appliqué. On pense alors, pour expliquer l'origine de ces variations, que les échantillons contenant beaucoup d'argile présentent non seulement une conductivité électrolytique supplémentaire mais également des variations notables du volume poral lorsque la teneur en eau varie. Ce qui correspond à une modification de l'arrangement des constituants solides et par suite de la microstructure (variation du volume de vide du sol en fonction de sa teneur en eau) ce qui influe directement sur la résistivité électrique des échantillons.

Par ailleurs, une forte variabilité entre les mélanges sable-bentonite et sable-kaolinite a été observée, et ce, pour les mêmes conditions de saturation en eau. Les échantillons contenant de la bentonite ont présenté les plus faibles valeurs de résistivité avec des conductivités de surface significativement élevées (estimées par extrapolation à la teneur en eau nulle) tandis que pour ceux contenant de la kaolinite, des valeurs largement inférieures ont été enregistrées. Ceci apparaît plus en détail pour les échantillons imbibés d'eau déminéralisée où la différence entre groupes d'échantillons est importante.

Les faibles résistivités obtenues, pour les échantillons contenant de la bentonite, sont le signe d'un transfert rapide et dense d'ions qui diminuent fortement la résistivité de la phase liquide du fait des phénomènes de conduction de surface. On peut expliquer ces contrastes par les propriétés différentes entre échantillons, telles que la composition minéralogique, la capacité d'échange cationique, la surface spécifique et les interactions ioniques dans la double couche électrique qui influencent différemment la structure du matériau (l'espace conducteur et les chemins électrolytiques) affectant ainsi la résistivité électrique du mélange.

#### **4.2.2.3. Conductivité électrique des mélanges à l'état sec**

Durant toutes nos expérimentations, les échantillons ont présenté, à l'état sec (étuvés), des résistivités tellement élevées que nous n'avons pas pu les mesurer avec le matériel disponible ( $\rho > 20 \cdot 10^6 \text{ Ohm.m}$ ). Le même constat a été observé pour les échantillons ayant une concentration en argile élevée qui, normalement, devraient présenter une certaine conductivité de surface. On pense alors que l'élimination de l'eau de constitution de n'importe quelle argile conduit à des produits inertes électriquement, qui même s'ils ont la taille de particules argileuses, ont perdu leur comportement spécifique d'argile et deviennent globalement neutres du point de vue électrique. La conduction de surface des argiles est, donc, étroitement liée à l'eau de constitution, celle-ci ne peut avoir lieu qu'à partir d'une certaine teneur en eau.

#### **4.2.2.4. Influence de la teneur en argile**

Pour élucider séparément l'effet de la concentration en argile sur les mesures, nous avons représenté dans les figures 4-10 et 4-11 l'évolution de la résistivité électrique en fonction de la teneur en argile pour trois teneurs en eau différentes (7%, 17% et 30%).

L'examen de ces figures montre que le taux de variation des résistivités en fonction de la teneur en argile est inversement proportionnel à la saturation en eau (pente de la droite de régression), ce qui revient à dire que l'influence de la conduction de surface se fait ressentir plus aux faibles teneurs en eau. Ici, l'essentiel de la conduction est surfacique (fortement liée à la teneur en argile). Par ailleurs, cet effet devient minime quand la teneur en eau augmente où la conduction volumique joue un rôle de plus en plus important.

La baisse de la conductivité de l'eau des pores et de la teneur en eau conduit, également, à une diminution de la conductivité de surface. En effet, l'augmentation de la concentration de la phase liquide se traduit par une augmentation de l'épaisseur de la couche diffuse.

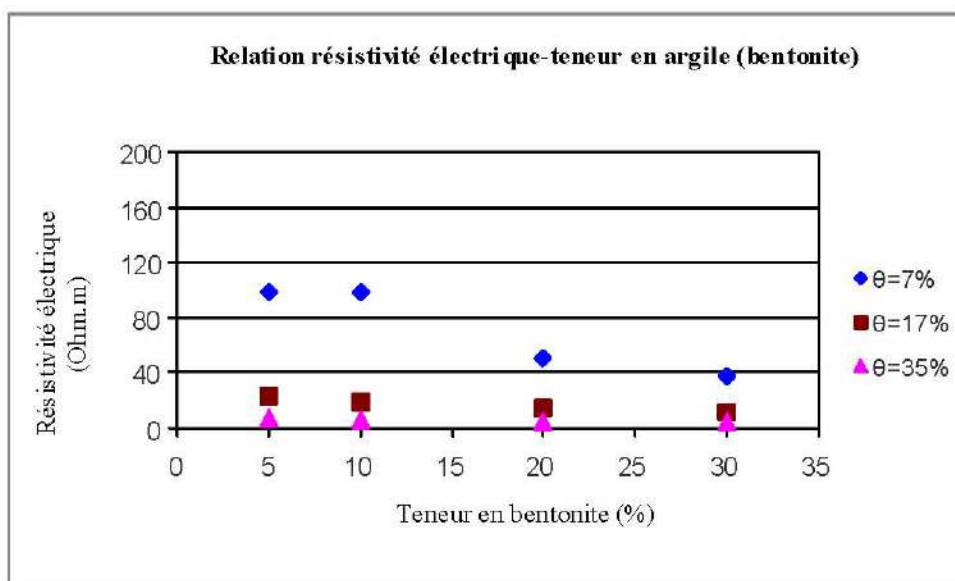


Figure 4-11 : Influence de la teneur en argile (bentonite) sur la résistivité du mélange ( $\rho_w=1 \text{ Ohm.m}$ )

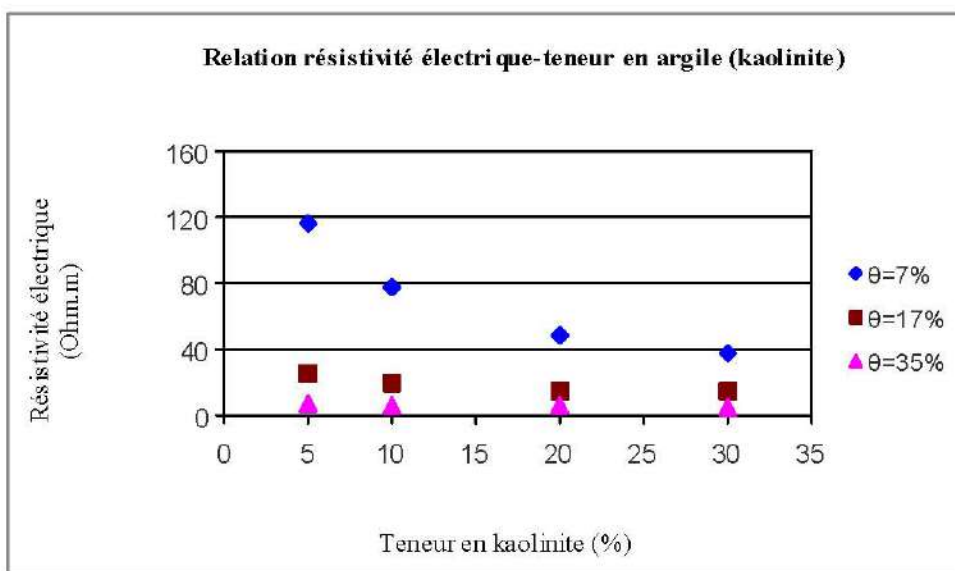


Figure 4-12 : Influence de la teneur en argile (kaolinite) sur la résistivité du mélange ( $\rho_w=1 \text{ Ohm.m}$ )

#### 4.2.2.5. Modèle proposé

Malgré une teneur relativement élevée en argile, on tente d'appliquer le formalisme d'Archie à nos résultats pour décrire la relation résistivité électrique-teneur en eau. A titre de rappel, ce dernier n'est valide que pour les formations propres (ne contenant pas ou peu d'argile). Il s'écrit sous la forme :

$$\rho_g = a_r \rho_w \Phi^{-m} S^{-n}$$

où  $\rho_g$  est la résistivité globale du milieu,  $\rho_w$  la résistivité de la phase liquide,  $\Phi$  la porosité et  $S$  la saturation en eau,  $m$  et  $n$  des constantes empiriques.

Pour cela, nous avons établi des régressions en puissance compatibles avec la loi d'Archie afin de pouvoir comparer nos résultats à son modèle. Le tableau (4-1) résume les valeurs des coefficients  $a$ , et  $b$  d'un modèle de type  $\rho = a \theta^b$  pour des teneurs en argile relativement importantes (20% et 30%).

		$\rho=1 \text{ Ohm.m}$		$\rho=30 \text{ Ohm.m}$		$\rho =1 \text{ k.Ohm.m}$	
		a	b	a	b	a	b
Teneur en bentonite	20%	1037	1.49	22938	1.42	50	0.77
	30%	873	1.5	12825	0.98	22	0.63
Teneur en kaolinite	20%	792	1.38	21472	1.37	322	1.23
	30%	746	1.45	14334	1.31	103	0.93

**Tableau 4-1 :** Valeur des coefficients  $a$  et  $b$  du modèle en puissance

Par superposition avec le modèle d'Archie, on trouve que  $n$  varie entre 0.63 et 1.5. Cette valeur est en dehors de la gamme des valeurs établies dans la littérature pour les formations non argileuses ( $n=2$ ).

Cet écart est mis en évidence par les corrélations (obtenues entre le modèle compatible avec la loi d'Archie et les données expérimentales) qui deviennent de plus en plus faible avec l'augmentation de la teneur en argile.

L'origine de cette différence est vraisemblablement liée à la teneur relativement élevée en argile des échantillons et son effet sur les variations du volume poral lorsque la teneur en eau varie ainsi qu'à la distribution de l'eau dans l'espace poral (sable : eau libre et argile : eau adsorbée, libre et interfoliaire). Tous ces effets sont à l'origine de l'éloignement des résultats par rapport à la loi d'Archie. Il est donc nécessaire d'étudier les précisions à apporter à ces équations pour qu'elles puissent prendre en compte le contenu en argile des sols.

Nous avons ainsi testé d'autres corrélations entre les résultats de mesures et des modèles polynomiales, exponentielles et linéaires tirés de la littérature. Parmi ces dernières, la forme exponentielle de type  $\rho = a e^{-b\theta}$  paraît la mieux adaptée pour l'ensemble des échantillons de mélanges sable-argile où  $\rho$  représente la résistivité électrique en Ohm.m et  $\theta$  la teneur en eau. Le tableau (4-2) donne les valeurs  $a$  et  $b$  de ce modèle ainsi que les coefficients de corrélation obtenus pour les mélanges sable-argile étudiés.

		Teneur en bentonite					Teneur en kaolinite				
		0%	5%	10%	20%	30%	0%	5%	10%	20%	30%
$\rho_w=1$ Ohm.m	a	268	198	150	90	75	268	199	141	79	69
	b	0.1	0.1	0.09	0.08	0.08	0.10	0.09	0.09	0.07	0.08
	$r^2$	0.907	0.899	0.905	0.883	0.852	0.907	0.919	0.921	0.835	0.877
$\rho_w=30$ Ohm.m	a	11789	5287	3821	2335	1679	11789	4911	4671	2430	1700
	b	0.12	0.09	0.09	0.08	0.08	0.12	0.10	0.09	0.08	0.07
	$r^2$	0.931	0.919	0.917	0.911	0.887	0.931	0.649	0.883	0.935	0.894
$\rho_w=1$ KOhm.m	a	322	103	40.5	15.3	8.47	322	186	73.6	43.4	22
	b	0.11	0.08	0.06	0.04	0.03	0.11	0.09	0.07	0.07	0.05
	$r^2$	0.906	0.952	0.967	0.982	0.991	0.906	0.878	0.954	0.882	0.817

**Tableau 4-2 : Corrélation avec le modèle exponentiel**

Pour améliorer encore plus la qualité de cette régression, il y a lieu de proposer, pour chaque milieu (selon la teneur en argile), une équation de régression différente à celle des autres, ce qui rejoint l'idée d'une utilisation différenciée des équations de régression selon le milieu à étudier. Dans ce cas, les corrélations deviennent bonnes et les différences ne sont pas significatives. Néanmoins et d'après les résultats indiqués dans le tableau (4-2), la forme exponentiel permet de satisfaire plus ou moins l'ensemble des échantillons, ce qui est encourageant puisque les mesures de laboratoire et de terrain reportées dans la littérature ont tous observé des allures proches de celle-ci pour les courbes de résistivité-teneur en eau.

#### 4.2.2.6. Effet de la CEC sur les mesures

Comme les explications développées ci-dessus dépend du contenu élevé en argile donc étroitement liées aux phénomènes de la double couche électrique et surtout à la capacité d'échange cationique (CEC) du matériau, nous avons pensé utile de représenter les résistivités mesurées des différents échantillons en fonction de la CEC. La figure (4-12) montre l'évolution de la résistivité électrique en fonction de la teneur en eau pondérale des deux argiles utilisées. Il s'avère alors, comme prévu, que les échantillons présentant une capacité d'échange cationique élevée sont les plus conducteurs électriquement. Ceci est évident, puisque la densité de charge est étroitement liée à la capacité d'échange de l'échantillon.

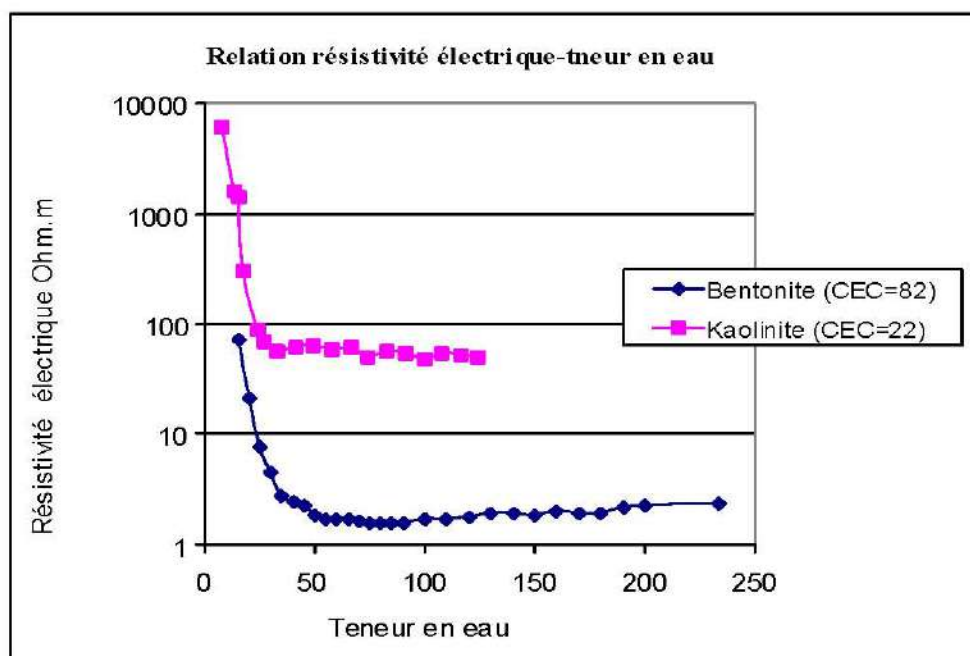


Figure 4-13 : Relation résistivité électrique-teneur en eau pondérale

#### 4.2.3. Conclusion

Dans les expérimentations précédentes, les résultats obtenus ont montré globalement une diminution progressive de la résistivité électrique en fonction de la teneur en eau suivant des relations développées selon les échantillons. Ces dernières ont permis de proposer des expressions analytiques simples permettant de représenter, comparer et paramétrer les lois reliant la résistivité électrique et la teneur en eau des mélanges sable-argile. Cependant ces relations montrent que pour les matériaux argileux il est nécessaire d'affiner les concepts qui ont été utilisés pour les matériaux sableux. En effet, si la saturation en eau et sa conductivité électrique sont considérées comme les principales sources d'influence pour la résistivité électrique du sol, nous avons montré ici, à travers ces mesures, de fortes corrélations avec le type et la teneur en argile. Il apparaît que dans le cas des mesures appliquées à des mélanges sable-argile, la mesure de la conductivité électrique résulte à la fois de la conduction électrolytique (i.e. conduction des charges électriques dans le liquide interstitiel) et au même temps de la conduction, dite de surface, associée à l'existence de minéraux argileux.

Par ailleurs, la comparaison des résultats (sous forme de courbes) a mis en évidence non seulement le contenu élevé en argile des échantillons et leur apport de conductivité de surface, mais également l'influence de la nature minéralogique de l'argile sur les propriétés électrique des mélanges. La résistivité électrique de la bentonite diffère significativement de celle de la kaolinite. Les mélanges "sable-bentonite" se sont présentés plus conducteurs que les mélanges "sable-kaolinite" surtout aux faibles teneurs en eau. L'effet de la teneur en argile s'est avéré moins ressenti pour des teneurs en eau élevée (comparé à l'apport de la conduction électrolytique).

Pour les échantillons imbibés d'eau de faibles conductivités électriques (faible concentration en sels) on a observé des distinctions significatives entre échantillons en fonction de la teneur en argile (fig. 4-9 et 4-10). Ceci peut mettre en évidence l'influence de la conductivité de surface qui est loin d'être négligée dans de tels cas. Cette influence est de moindre importance pour les mélanges sable-kaolinite qui ont présenté des résistivités relativement élevées comparées aux mélanges sable-bentonite. Par contre, pour des salinités et teneurs en eau élevées, on n'a pas observé de variations significatives de la résistivité électrique en fonction de la teneur en argile. Ici, la conduction est gouvernée plutôt par la conduction ionique.

Ainsi, une exploitation correcte des mesures devrait reposer sur une étude rigoureuse de l'influence de chaque paramètre. En particulier lors des mesures sur terrain où l'influence de la proportion et des caractéristiques physico-chimiques de la fraction argileuse doit être étudiée au même titre que l'état d'humidité et de salinité du sol. Ces mêmes caractéristiques présentent d'ailleurs des propriétés physiques pouvant varier dans le temps et susceptibles d'influencer les mesures (stabilité structurale, déformabilité) ce qui peut créer des résistances supplémentaires menant à des valeurs sous ou surestimées de la résistivité électrique réelle du milieu étudié. Il est donc nécessaire pour l'interprète de prendre connaissance des phénomènes attachés à la conductivité des milieux argileux qui rendent incertaine une interprétation précise de telles données géophysiques. Notre tentative de proposer des relations générales pour expliquer l'origine des variations observées dans le cas spécifique de mélanges sable-argile s'est intégrée dans ce contexte.

Pour pouvoir, donc, comparer et ou interpréter les valeurs de résistivités électriques mesurées lors d'une quelconque campagne, il conviendrait de rapporter ces valeurs à un état de référence en se basant sur de telles relations.

La résistivité électrique des mélanges sable-argile dépend soit d'une variable intrinsèque si elle est prédominante dans le milieu, soit d'un groupe de variables au sein duquel des interactions très complexes existent. Ainsi, l'interprétation que l'on peut faire de ces mesures électriques ne peut guère aller au delà de ces observations en raison de la complexité des paramètres mis en jeu, leurs effets simultanés, leurs interactions et de l'impossibilité, à l'heure actuelle, de discriminer l'apport de la conduction de surface de celui de la conductivité globale. De nombreuses expérimentations sont encore nécessaires pour une meilleure compréhension du rôle de la teneur et du type d'argile sur la résistivité électrique afin de pouvoir proposer des formalismes relativement généraux.

### 4.3. Corrélation résistivité électrique - limites d'Atterberg

#### 4.3.1. Introduction

Les possibilités offertes par les mesures électriques pour caractériser les propriétés physico-chimiques des sols, notamment celles liées à la teneur en eau, nous ont amené à penser aux limites d'Atterberg (limite de plasticité  $W_p$  et limite de liquidité  $W_l$ ) qui se caractérisent par des phénomènes électriques à l'interface sol-eau.

L'approche entreprise consiste à affiner les pas de mesures des résistivités surtout au voisinage des limites d'Atterberg afin de pouvoir évaluer correctement l'impact de la variation de la teneur en eau au droit de ces limites sur les mesures des résistivités (suivi précis de la résistivité électrique à des teneurs en eau proches de  $W_p$  et  $W_l$ ). On tente, ensuite de corréler ces limites aux variations des résistivités mesurées. Ici, le mode opératoire a été légèrement modifié. En particulier les échantillons sont placés soigneusement dans la cellule de mesure sous forme de pâte une fois que les mélanges argile (en poudre)-eau sont préparés en les malaxant à la main jusqu'à obtenir un matériau très homogène (le temps d'équilibre de saturation devrait être significativement allongé).

#### 4.3.2. Résultats de mesures

Les figures 4-14 et 4-15 représentent les résultats des mesures réalisées sur les échantillons A et B. Ces dernières montrent à la fois les variations des résistivités en fonction de la teneur en eau (eau déminéralisée) et les limites d'Atterberg.

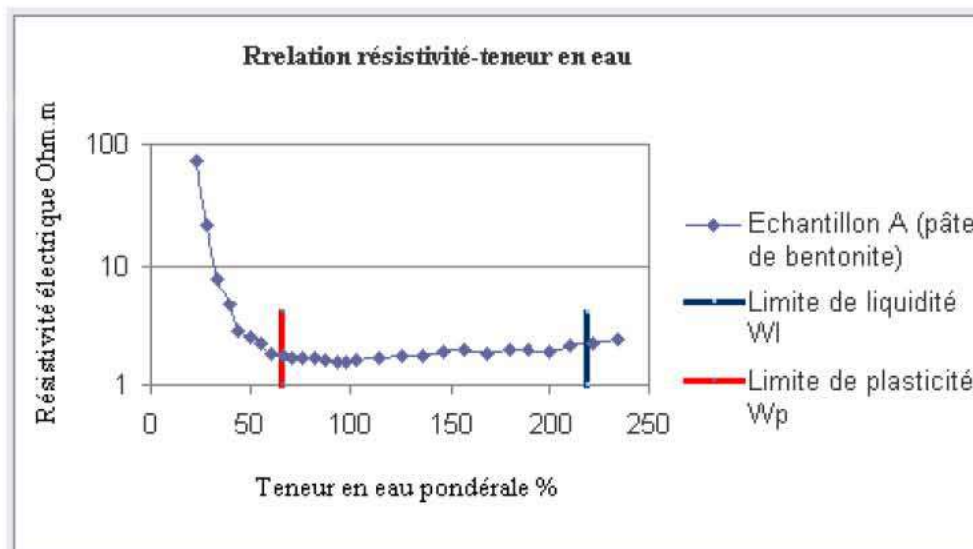


Figure 4-14 : Relation résistivité électrique-teneur en eau (pâte de bentonite)  
Corrélation avec les limites d'Atterberg

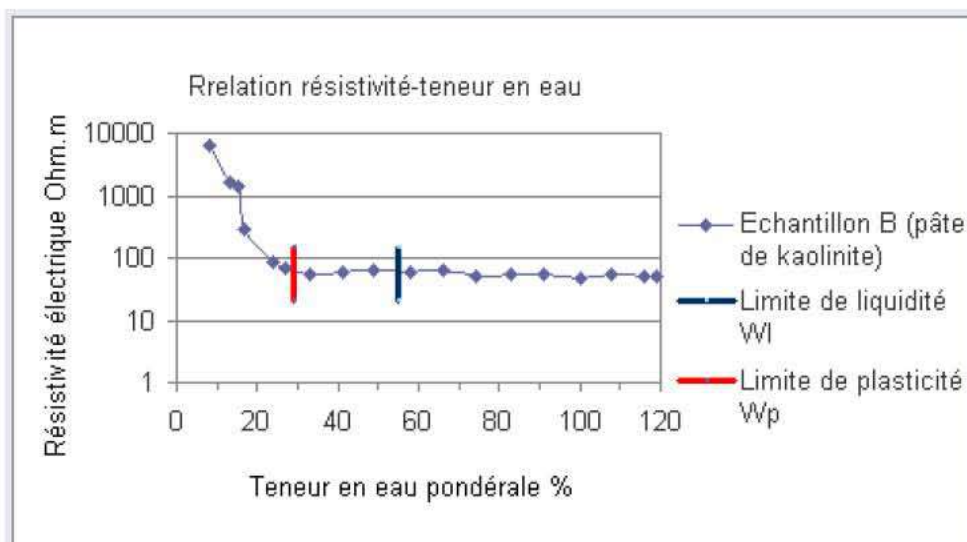


Figure 4-14 : Relation résistivité électrique-teneur en eau (pâte de kaolinite)  
Corrélation avec les limites d'Atterberg

### 4.3.3. Interprétation

Les figures ci-dessus représentent l'évolution de la résistivité électrique de deux types d'argiles de composition minéralogique différentes (montmorillonite et kaolinite) en fonction de la teneur en eau. A l'instar des mélanges sable-argile, la résistivité présente deux zones de variations différentes, une chute rapide des résistivités suivie d'un palier plus ou moins stable.

Les relations résistivité électrique-teneur en eau montrent l'existence d'une corrélation entre les limites d'Atterberg et les résistivités mesurées. Les échantillons présentant des limites élevées sont les plus conducteurs électriquement. Ceci peut être expliqué par l'importance de l'activité de l'argile qui diffère selon sa nature minéralogique et qui fait augmenter la plasticité et inversement diminuer la résistivité électrique.

D'après les résultats de ces mêmes figures, et en se basant essentiellement sur l'étude des variations de la résistivité électrique, il est remarquable que les limites de plasticité se situent globalement juste après la première phase de diminution rapide des résistivités. Les teneurs en eau avoisinant les limites de plasticité se caractérisent, donc, par un changement dans le taux de variation des résistivités électriques et également par de faibles valeurs de résistivité, comparées à celles mesurées dans des teneurs en eau juste avant la limite de plasticité  $W_p$  et qui correspondent à une eau partiellement discontinue (formation progressive des films d'eau et par suite des chemins électriques). Pour comprendre la signification de ce changement dans des zones proches de  $W_p$ , il faut revenir aux phénomènes électriques qui se produisent à l'interface eau-particule au cours de la naissance de la pâte plastique.

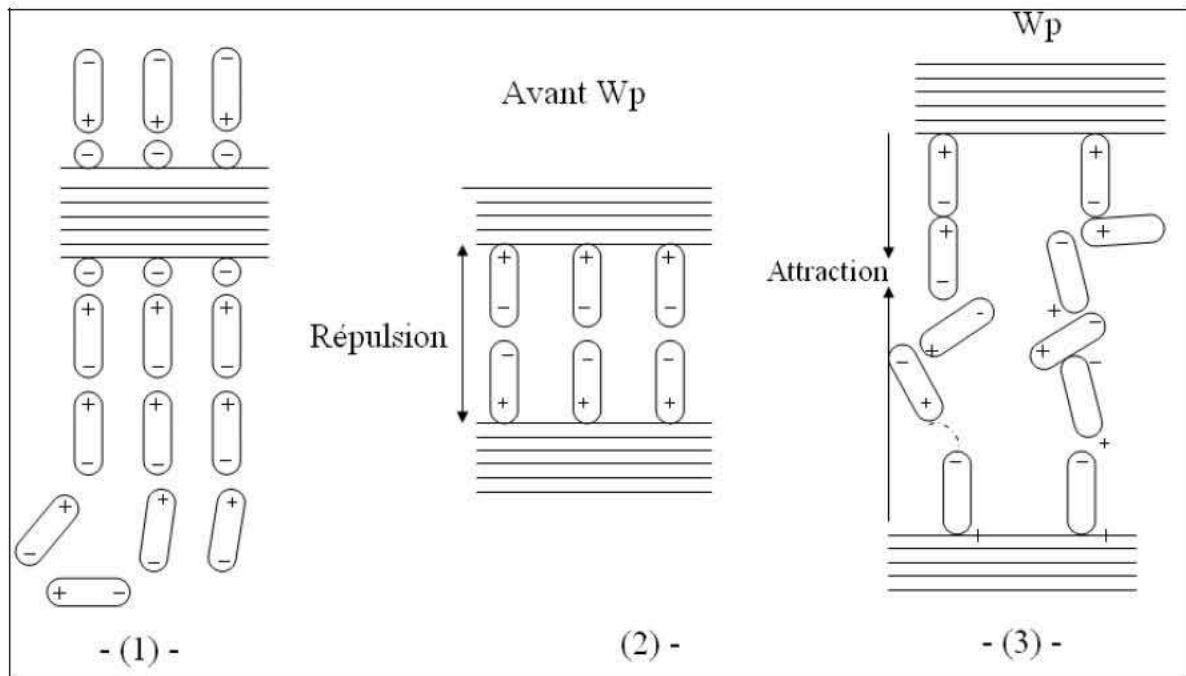
En effet, si on place ces particules au contact de l'eau, on observe :

**Pour la bentonite :** Un passage d'ions  $K^+$ ,  $Na^+$  ou  $Ca^{2+}$  en solution laissant des sites négatifs à leurs places. Dans un deuxième temps, les dipôles d'eau vont entourer les particules d'argiles et seront, ainsi, fixés fortement.

**Pour la kaolinite :** Il existe souvent des ions  $O^{2-}$  qui arrivent à se manifester sous forme d'une charge négatives faible mais suffisante pour attirer le pôle positif d'un dipôle d'eau.

Lorsque le nombre de dipôles augmente, l'influence de la charge négative superficielle se fait de moins en moins sentir au fur et à mesure qu'on s'éloigne des surfaces de la particule.

L'orientation des dipôles entre eux est fonction de cet éloignement et de la teneur en eau. Tant que l'orientation est correcte, toutes les particules présentent les pôles  $O^{2-}$  des dipôles. Elles se comportent comme si elles étaient toutes chargées négativement et se repoussent (figure 4-16-2).



**Figure 4-16 :** Etat structural de l'argile en fonction de la teneur en eau (Réf : Cours de matériaux / ENTP. M. Guettache B.)

Quand on augmente la quantité d'eau, l'orientation des dipôles est perturbée. Il arrivera un stade où, cette perturbation est généralisée : des dipôles orientés avec  $O^{2-}$  vers l'extérieur d'une particule (I) s'accrocheront avec des dipôles mal orientés avec leurs pôles  $H^+$  vers l'extérieur sur une particule (II). Les deux particules (1) et (2) vont plus en moins, se solidariser. On assiste, donc, à la naissance de la pâte plastique correspondant à  $W_p$  (figure 4-16-3).

En fait, cette transformation ne se fait pas sans influence sur la résistivité électrique. Ici, la limite de plasticité  $W_p$  peut être définie comme étant « la teneur en eau adsorbée » sans eau libre dans les pores. Autrement dit, elle marque le début de la conduction électrolytique du courant électrique.

Après cette phase, les résistivités mesurées diminuent très lentement en fonction de la teneur en eau jusqu'aux des teneurs en eau proches de  $W_l$  où elles recommencent à augmenter très légèrement. En effet, si on augmente la teneur en eau après  $W_p$ , l'orientation des dipôles devient très faible et les sels existants dans l'argile se dissolvent dans l'eau ajoutée. La couche d'eau adsorbée qui se forme acquiert une conductivité électrique supplémentaire justifiant, ainsi, la fin de la chute rapide des résistivités. Cette phase peut être caractérisée comme indiquée sur la figure (4-16). A noter ici, qu'entre la limite de plasticité et celle de liquidité, les variations de résistivité sont peu importantes et connaîtront leurs plus faibles valeurs (entre 2 et 5 Ohm.m pour la bentonite et entre 60 et 80 Ohm.m pour la kaolinite).

Ensuite, et au-delà de certaines teneurs en eau proches de  $W_l$ , les résistivités donnent des valeurs proches de celles observées au voisinage de la limite de liquidité jusqu'à la fin de l'expérience. Ces dernières continuent, quand même, à augmenter légèrement indiquant que la conduction est essentiellement électrolytique (indépendante de l'état de l'eau à l'interface eau-solide). D'ailleurs, la pâte se transforme en une coulée. Ceci signifie que les particules entourées de leurs auréoles d'eau fixée, sont séparées les unes des autres par de l'eau liquide non orientée qui impose son comportement à l'ensemble. C'est à dire le surplus d'eau a écarté les contacts entre les couches d'eau adsorbée. Dans cette phase c'est la conduction électrolytique qui prime et comme l'eau utilisée pour la préparation de la pâte est une déminéralisée, donc de résistivité relativement élevée (environ 2000 Ohm.m), alors son ajout excessif cause une sorte de déconcentration en ions pour la solution du sol ce qui peut expliquer la légère augmentation de la résistivité électrique après  $W_l$  comme indiquée sur les figures 4-14 et 4-15.

#### **4.3.3.4 Conclusion**

Dans le travail que nous avons présenté ici, nous avons tenté d'intégrer la mesure de la résistivité électrique pour la prédiction de l'état de consistance des argiles à travers l'étude de la relation résistivité électrique-teneur en eau, et la recherche d'éventuelles corrélations entre les limites d'Atterberg et la résistivité électrique.

La confrontation des résultats expérimentaux aux phénomènes physiques qui se déroulent lors du passage graduel du sol d'un état à l'autre (frontières définies conventionnellement par les limites d'Atterberg) a permis de montrer que les résistivités mesurées sont sensibles à ces changements d'état.

En effet, les variations de résistivité présentent des signes de sensibilité vis-à-vis de ces frontières qui dépendent, comme la résistivité, principalement des variations de teneur en eau. Les mesures ont, donc, fait ressortir un changement dans le taux de variation de la résistivité surtout au voisinage de la limite de plasticité. Pour la limite de liquidité, nous n'avons pas pu enregistrer de remarquables variations, néanmoins celle-ci a été marquée par le début de la conduction électrolytique proprement dite.

Quoique les résultats obtenus ci-dessus n'aient pas manifestés de fortes corrélations entre ces deux types de paramètres, l'approche développée constitue une démarche prometteuse à l'extension des résultats de mesure de résistivité pour la caractérisation de la cohésion des sols et peut contribuer, ainsi, à une meilleure connaissance des lois reliant ces deux familles de paramètres. Des études supplémentaires sont requises dans ce domaine (Il faudrait par exemple définir les corrections à apporter aux procédures) bien que l'introduction de la conductivité électrique à la place d'un essai (limites d'Atterberg) ou même son utilisation comme mesure complémentaire paraît difficile à l'heure actuelle.

## **CHAPITRE 5**

### **SYNTHESE ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE**

#### **5.1. Apport de l'étude**

Dans le travail présenté ici, on s'est intéressé à la fois à l'étude de la résistivité électrique des mélanges sable-argile, et à la recherche d'éventuelles corrélations entre cet indicateur et certaines propriétés du sol.

A travers l'analyse bibliographique, nous avons tenté de réunir les connaissances disponibles sur les propriétés électriques du sol et des matériaux poreux en général. Ceci a permis, d'une part, d'identifier les origines de la conduction électrique du sol et d'autre part de mettre en évidence la complexité des phénomènes mis en jeu. La démarche expérimentale, quant à elle, nous a permis, dans un premier temps, de tester l'applicabilité du dispositif Wenner, en modèle réduit, sur des échantillons de petites tailles. Cette tentative a permis d'optimiser et de concevoir un dispositif fiable de mesure des résistivités électriques d'échantillons de sol. Ensuite, et dans un second temps, nous avons mené une série de mesures sur des échantillons représentatifs de mélange sable-argile dont les caractéristiques géotechniques ont été préalablement déterminées.

Cette caractérisation nous a permis de déterminer les lois de comportement reliant ce paramètre géophysique et les paramètres étudiés (teneur en argile, teneur en eau, salinité, etc.). On a également pu montrer des corrélations entre la résistivité électrique et les limites d'Atterberg.

Un autre constat important, mis en évidence grâce aux résultats acquis, est de pouvoir mieux cerner les applications de la résistivité électrique en géotechnique. Elle pourra, par exemple, être utilisée pour suivre en continu l'évolution de la teneur en eau du sol, comme elle peut être utilisée pour optimiser l'implantation des essais d'investigation et réduire ainsi la densité d'échantillonnage (une même valeur de la résistivité électrique reflète plus ou moins les mêmes caractéristiques rhéologiques du sol). On a également pu montrer que dans le cas des sols très peu salins, la sensibilité de la résistivité aux autres paramètres semble plus forte que pour des sols très salins. Ce constat a été attribué à l'effet prépondérant de la conductivité de l'eau d'imbibition sur les mesures par rapport aux effets simultanés de l'humidité, de la teneur en argile et de la température.

Ce travail nous a surtout enseigné la démarche de la recherche liée à l'étude expérimentale de la résistivité du sol et à son utilisation pour discuter les variations de la teneur en eau, teneur en argile et de la salinité. Néanmoins, des études plus complètes seront nécessaires et un important travail reste à faire pour permettre d'associer le résultat d'une mesure géophysique rapide à de tels paramètres et avec des liaisons fiables et prometteuses.

## **5.2. Limites de l'étude**

L'approche géophysique adoptée présente des avantages indéniables, mais elle impose aussi certaines limitations et difficultés. Au delà de celles propres aux méthodes géophysiques (interprétation difficile, trop de paramètres influençant les mesures, les propriétés ne sont discernables que si elles présentent des contrastes électriques élevés entre elles, forte sensibilité à de faibles variations d'état etc.), notre travail s'est confronté à d'autres limites et difficultés à savoir :

- la résistivité électrique du sol a été étudié en courant alternatif à une fréquence maintenue à 50Hz (supposée basse fréquence). Nous n'avons pas pu aborder, ainsi, les mesures de résistivité complexe et les propriétés diélectriques (constante diélectrique) qui devraient aboutir à une caractérisation fréquentielle du sol, plus complexe mais pouvant apporter de nouvelles dimensions à l'étude.

- Dans notre méthodologie expérimentale, nous avons supposée faibles les effets imposés par une distribution non uniforme des paramètres étudiés dans le volume de l'échantillon (répartition de l'eau, de l'argile, etc.). En plus les mesures de résistivités ont été effectuées dans une direction unique (dans le sens longitudinale du dispositif) en supposant l'échantillon anisotrope en terme de résistivité.

- Nous avons vu, dans la partie bibliographique, que la résistivité des sols est sensible également à la contrainte, le compactage. Quoique l'effet de ces paramètres semble ne pas avoir de l'importance, sa négligence impose des simplifications discutables.

- les mesures de résistivités sont sujettes, également, à des problèmes d'interprétation : un même jeu de résultats (mêmes valeurs de résistivité) peut correspondre à plusieurs types de milieux comme il peut être attribué à des variations qui interagissent entre eux. Par exemple, une faible valeur de résistivité électrique peut correspondre soit à une structure argileuse soit à une structure plus riche en eau, soit encore à une structure où la minéralisation de l'eau est plus élevée soit encore à une combinaison de ces facteurs. Cette ambiguïté restreint la possibilité d'utiliser la résistivité comme paramètre estimateur ou de suivi de certaines propriétés, surtout en cas de non couplage avec des essais classiques d'investigations.

- Si les mesures réalisées sur des échantillons en conditions contrôlées en laboratoire, posent encore quelques problèmes (faible répétitivité, imprécisions, etc.), celles réalisées à partir de la surface du sol in situ, se heurtent d'avantage à plus de difficultés. Il est donc indispensable de les prendre en considération afin de réaliser l'extrapolation des résultats obtenus sur les échantillons à l'échelle du terrain. En d'autres termes, il s'agit ici d'aborder la question du changement d'échelle laboratoire/terrain.

Malgré ces critiques assez sévères, nous pensons que cette approche à un énorme potentiel et qu'il faudra poursuivre par un développement méthodologique et théorique afin de contribuer à diminuer ces limitations. Il est cependant important de souligner que cette approche ne peut pas prétendre répondre seule aux problèmes posés. L'interprétation des mesures géophysiques ne peut se faire sans l'apport d'autres approches directes qui fournissent d'indispensables informations extrinsèques. De façon réciproque, ces approches directes bénéficient des performances des mesures de la résistivité en terme d'optimisation de l'échantillonnage spatial et en terme de suivi des propriétés du sol. Une intégration multidisciplinaire de l'approche géophysique sur les chantiers, est donc une nécessité opérationnelle importante.

### **5.3. Perspectives et propositions pour des recherches futures**

le présent travail laisse apparaître plusieurs améliorations, perspectives et axes possibles de recherches, sur le plan théorique et expérimental, où un important effort reste à réaliser sur une large variété de sols permettant d'envisager d'autres applications et de définir les approches complémentaires nécessaires.

#### **5.3.1. Sur le plan expérimental**

Pour s'assurer de la fiabilité du dispositif de mesure (notamment la perturbation des mesures liées par exemple à la nécessité d'un bon contact électrique entre les électrodes et le matériau, le temps de mise en équilibre etc.), il serait intéressant de poursuivre les recherches dans le but de mieux définir les protocoles d'acquisition de mesure en laboratoire. Les développements métrologiques qui sont nécessaires à cet axe concernent aussi bien l'adaptation d'outils existants que le développement de systèmes de mesures novateurs.

De plus, un suivi électrique complet (résistivité complexe, polarisation provoquée, constante diélectrique etc.) d'expériences en laboratoire et in situ sur des sols variés pourrait être envisagé. Une telle étude multi-paramètres permet souvent de pallier à l'absence de contraste pour l'un d'entre eux et de faciliter l'interprétation.

##### **5.3.1.1. Mesure de résistivité par méthode électromagnétique**

Pour éviter les erreurs d'éventuel contact imparfait des électrodes dans les mesures directes de résistivité électrique (surtout aux faibles humidités et dans le cas des méthodes mises en œuvre à partir de la surface du sol), les méthodes indirectes peuvent contourner ces limitations en utilisant une induction électromagnétique. Bien que basées sur deux phénomènes physiques différents (les premières sur la loi d'Ohm et les secondes sur les équations de Maxwell). Cette méthode permet de mesurer la même propriété sans contact direct avec le sol.

### **5.3.1.2. Test sur matériaux artificiels**

Parallèlement à ce travail de caractérisation d'échantillons naturels à structures diverses, des expériences sur des matériaux artificiels plus simples doivent être conduites afin de mieux connaître les processus physiques mis en jeu et le rôle joué par les argiles dans la conduction électrique au sein des milieux poreux saturés et non. Par exemple, les mesures peuvent être réalisées sur des billes de verre ou de matière isolante, de formes mono et/ou multidimensionnelles, couvertes et non par des substances conductrices pour simuler respectivement la conduction dans les milieux propres et argileux.

### **5.3.1.3. Mesure de la résistivité complexe**

Ces recherches peuvent être aussi conduites de manière à prolonger l'approche à d'autres paramètres tels que la résistivité électrique complexe et la permittivité diélectrique du sol qui permet de se rendre compte des phénomènes de polarisation qui se produisent lorsque l'on utilise des courants alternatifs (généralement mesurés à très haute fréquence). La mesure de ces paramètres est encore peu mise en œuvre car leur interprétation est encore particulièrement délicate, ils peuvent cependant se révéler particulièrement intéressants. La mesure de telles propriétés sur une gamme de fréquence très large permettra d'apporter d'autres types d'informations sur les sols.

### **5.3.1.4. Mesure in situ**

Rappelons ici que notre approche de méthodologie expérimentale a été principalement conduite sur des échantillons de taille centimétrique à décimétrique en laboratoire, il est alors indispensable de la poursuivre sur site où elle pourra être validée sur une échelle plus grande et sur des sols disponibles et déjà bien caractérisés. En effet, nous aurions voulu compléter ce travail par une série de mesures sur le terrain, pour en comparer les résultats avec les données de laboratoire. Faute de temps et de moyens, ce souhait n'a pu se réaliser, laissant toujours un domaine très large à investir. L'utilisation des données du terrain permet non seulement de comparer les mesures de résistivité électrique à celles observées en laboratoire mais également de construire des jeux de données réelles permettant de couvrir une gamme très diverses de types de sols et serviront, ainsi, la discussion de la résistivité en terme de spatialisation des propriétés des sols. Nous pensons que cette perspective serait le prolongement naturel de l'étude que nous avons entamée.

## **5.3.2. Sur le plan théorique**

### **Modélisation de l'écoulement électrique dans le sol**

Comme, à l'heure actuelle, il n'existe pas de formalismes réellement adaptés aux sols qui permettent de calculer directement la résistivité électrique à partir de ses propriétés intrinsèques, il serait utile de penser à la modélisation de l'écoulement électrique dans le sol.

Au cours de cette étape qui est une perspective intéressante à apporter à ce travail, il s'agira de procéder à la modélisation de la conductivité des différentes phases constituant le sol. Les résultats de simulation permettront d'une part de les comparer avec les données expérimentales et d'autre part de mieux comprendre l'effet des paramètres affectant la conductivité globale du sol.

Les perspectives citées précédemment montrent qu'il reste beaucoup d'effort à fournir et laissent prévoir, au même temps, de grandes potentialités quand à l'application des méthodes électriques à l'étude du sol et même à d'autres contextes (détection des fissures, corrosion des armatures, localisation de conduites .etc.). Il est donc nécessaire d'étudier les précisions à apporter à ces axes de recherche pour qu'elles puissent prendre en compte de nouvelles variables et des textures plus complexes et plus générales.

## Conclusion générale

Dans la présente étude nous avons tenté de mettre en relation la résistivité électrique des mélanges sable-argile avec les principaux paramètres influençant sa mesure (teneur en eau, teneur en argile, salinité, composition minéralogique, capacité d'échange cationique etc.) dans le but d'explorer la possibilité d'une utilisation de la méthode pour l'estimation ou le suivi de l'évolution de certaines propriétés du sol susceptibles d'être investies. Elle nous a permis de dégager quelques conclusions quant à l'importance de ce paramètre, de montrer les domaines où ce dernier peut s'appliquer et d'indiquer leurs développements possibles.

Deux campagnes expérimentales ont été réalisées au cours de ce travail. La première a porté sur des mélanges sable-argile (à forte majorité de sable), la seconde sur des argiles pures.

L'analyse des résultats obtenus nous a permis d'établir des corrélations entre les différentes variables pédologiques et les mesures de résistivité, avec des variations qui semblent obéir à des lois exponentielles. En effet l'ensemble des relations résistivité électrique-teneur en eau ont été représentées par des relations de forme  $\rho = a.e^{-b\theta}$  où  $a$  est un coefficient dépendant de la résistivité de l'eau d'imbibition. De plus, l'étude simultanée des effets de ces variables, nous a permis d'établir un classement de leur influence sur les résistivités mesurées. Il s'est avéré que la résistivité de l'eau d'imbibition et la teneur en eau sont les principaux paramètres influençant les mesures, et d'un degré moindre la teneur et la nature de l'argile.

Par ailleurs, notre tentative de corréler les mesures aux limites d'Atterberg a été encourageante. Les variations de résistivités mesurées ont été sensibles à ces limites. Toutefois, les corrélations obtenues entre ces deux types de paramètres sont faibles et difficiles à interpréter.

Les renseignements tirés de cette étude constituent, de ce fait, des éléments intéressants et précieux pour le géophysicien, le géotechnicien et le géologue. Cependant, la détermination ou même l'estimation d'une propriété, de manière satisfaisante, sur la base de ces corrélations reste délicate voire impossible. De telles tentatives se heurtent à un certain nombre de difficultés du fait que les résultats sont largement influencés non seulement par les conditions de l'environnement des mesures, mais aussi par l'interaction et la diversité des paramètres mis en jeu. Pour toutes ces raisons, et à cause de leurs impacts, cette possibilité est à écarter à l'heure actuelle.

La méthode s'avère, donc, adaptée plus au suivi (évolution temporelle) et devient particulièrement intéressante pour la prédiction et la détection indirecte de la variabilité (répartition spatiale des sols) en termes de propriétés physico-chimiques. Ceci nous offre la possibilité de la combiner avec les essais classiques pour améliorer, par exemple, la qualité et le rendement des essais ponctuels, différencier et décrire l'organisation tridimensionnelle du sol avec un minimum d'échantillonnage possible. Quoique son intégration à l'échelle du

terrain doit tenir compte de l'influence des variables d'état sur la résistivité électrique ce qui souligne l'importance de la connaissance de la relation résistivité électrique-propriétés du sol pour permettre une meilleure exploitation des mesures. C'est dans ce contexte, que les méthodes géophysiques, peuvent s'avérer une alternative ou un complément intéressant aux essais géotechniques.

Par ailleurs, l'interprète humain doit rester vigilant pour différencier et ou comparer les contextes qui donneront une signature identique en terme de conductivité électrique mais qui ne répondent pas aux mêmes critères physico-chimiques. Une réflexion méthodologique sur l'utilisation des mesures de résistivité électrique dans de tels cas doit donc être entreprise pour ramener ces mesures à un état de référence où la comparaison ou l'interprétation soit possible.

Enfin, cette étude se voulait une source importante d'informations, pour les études à venir, sur la conductivité électrique des sols qui semble être un précieux outil d'investigation et qui présente des intérêts majeurs en accédant à moindre coût à des informations. Plusieurs données de caractérisation ont été générées dans ce travail, mais la complexité du sujet laisse la voie libre à une poursuite des travaux qui devront permettre une analyse plus fine des paramètres d'influence et d'élaborer des stratégies meilleures d'exploitation de la résistivité électrique.

*TROISIEME PARTIE*

*ANNEXES : BASES THEORIQUES*

## ANNEXE I

## RESISTIVITE ELECTRIQUE DU SOL

## A.1.1. Introduction

L'objet de cette première annexe est de définir la résistivité électrique du sol, d'examiner succinctement les mécanismes et les causes de propagation du courant électrique dans les sols et de décrire les différentes techniques et méthodes utilisées pour la mesure de ce paramètre en laboratoire et in situ.

## A.1.2. Définition de la résistivité électrique

La résistivité électrique  $\rho$  d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à limiter le passage du courant électrique, autrement dit c'est le niveau d'obstacles rencontrés par le flux d'électricité qui est apprécié par la résistivité. Indépendante de la géométrie de l'échantillon choisi, cette faculté est étroitement liée aux caractéristiques intrinsèques du milieu. D'une manière simple et si l'on fait une analogie avec le fil de cuivre d'un circuit électrique, la résistivité  $\rho$  d'un échantillon cylindrique de sol ou de roche peut être mesurée entre deux plaques conductrices de surface  $S$ , formant les sections opposées d'un cylindre de longueur  $L$  et dont les parois isolantes contiennent l'échantillon. Lorsqu'on relie les deux plaques conductrices à un générateur de courant, la résistivité de l'échantillon est :

$$\rho = \frac{S V}{L I} = \frac{1}{\sigma} \quad (\text{A.1-1})$$

où

$\rho$  : Résistivité électrique en Ohm.m ;

$S$  : section transversale de l'échantillon ( $\text{m}^2$ ) ;

$L$  : longueur de l'échantillon (m) ;

$V$  : différence de potentiel entre les bornes de l'échantillon en volt (v) ;

$I$  : courant électrique en ampère (A).

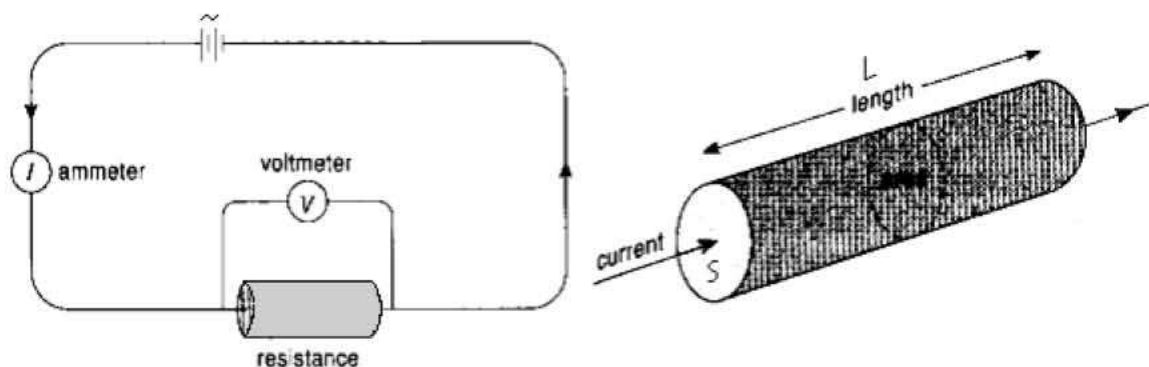


Figure A.1-1 : Résistivité électrique d'un échantillon (analogie avec un fil électrique)

Dans les sols, la gamme des résistivités s'étage entre environ 0.2 ohms m et quelques milliers d'ohms, il est donc aisé, comme les contrastes sont significatifs, de caractériser les propriétés du sol par ce paramètre qui est familier pour les géophysiciens et moins pour les physiciens du sol qui emploient préférentiellement son inverse la conductivité électrique  $\sigma$  pour caractériser les propriétés du sol.

La résistivité électrique du sol est un paramètre très sensible qui dépend de sa constitution, de sa texture et de la nature chimique des phases solides et liquides ainsi que de leur teneur respective (Gupta et Hanks, 1972 ; Rhoades et al, 1976), On distingue donc, deux sortes de conductivités dans les sols : conductivité liquide ou électrolytique et conductivité solide ou métallique.

### **A.1.3. Conductivité électrique des roches**

La plupart des minéraux constitutifs des roches présentent des résistivités élevées et les roches elles-mêmes sont résistantes à sec et ne conduisent le courant que par l'eau d'imbibition contenue dans les pores, néanmoins le courant électrique peut s'écouler dans le sol selon deux modes distincts.

#### **A.1.3.1. Conductivité solide ou métallique**

Dans ce type de conduction le passage du courant électrique se fait uniquement par déplacement d'électrons. On parle, donc de conductivité électronique ou métallique car c'est une conductivité analogue à celles des métaux. Ici, la matière du conducteur ne participe nullement à l'écoulement du courant, il y a seulement un transport pour les électrons les moins liés au noyau, à savoir les électrons de valence qui peuvent être considérés comme libres.

Cette conductivité n'est réellement importante que pour certaines roches contenant certains minéraux tels que :

- certains sulfures (galène, etc.) ;
- certains oxydes (magnétite, hématite, etc.).

La résistivité de ces minéraux conducteurs est de l'ordre de 0.01 ohms mètre, mais pour que ces minéraux puissent modifier la résistivité globale de la roche il faut que :

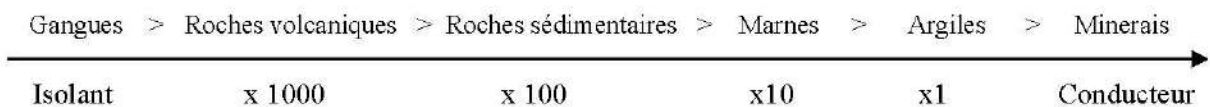
- La quantité soit suffisante ;
- l'habitus soit dendritique (un habitus granulaire a beaucoup moins d'effet puisque le contact entre les minéraux est imparfait) ;
- le minéral ne soit pas dispersé en grains qui ne sont pas jointifs ; dans ce cas la roche n'est pas affectée par la présence de ces minéraux conducteurs et elle reste infiniment résistante.

Dans le tableau suivant on donne quelques valeurs de résistivité

Formation	Gamme de résistivité (ohm.mètre)
Argiles	4 à 200
graviers	150 à 500 (saturé)
craie	100 à 300
calcaire	100 à 5000
Grès	500 à 10 000
sable	30 à 10 000
Roches cristallines	x 1000 (3 ordres supérieurs)
Tuf	2000 (humide)- $10^5$ (sec)
Quartz	$4 \times 10^{10}$ à $2 \times 10^{14}$
Granite	1000 à 15000
Dolomite	200 à 10000
Basalte	800 à 15000

**Tableau A.1-1** : Résistivités moyennes de quelques formations

On peut, également, représenter les contrastes élevés des résistivités par le schéma suivant :



**Figure A.1-2** : Echelle relative des résistivités des roches

### A.1.3.2. Conductivité liquide ou électrolytique

Hors des cas exceptionnels, le sol présente toujours essentiellement une conductivité électrolytique. Les diverses roches qui le composent sont, en effet, électriquement isolantes à sec et ne conduisent le courant que par l'eau d'imbibition qu'elles contiennent ou encore, d'une façon plus précise, par les ions existants dans cette eau.

La conductivité électrolytique est celle des électrolytes, donc c'est les sels minéraux en dissolution qui jouent le rôle du conducteur, cette conductibilité résulte de la mobilité des ions (par ion, on désigne un atome ou une molécule possédant une charge électrique) à l'intérieur de la solution.

A titre indicatif, l'ordre de grandeur de quelques types d'eau et de solutions électrolytiques est présenté dans le tableau (A.1-2).

Type d'eau	Résistivité (ohm.m)
Eau de pluie	30- plusieurs milliers
Eau de mer	<0.2
Eau salée, 3%	0.15
Eau salée, 20%	0.05
Eau ultra pure due aux ions hydrogènes et hydroxyles présents. (résistivité théorique)	$18.24 \cdot 10^4$
Limite de potabilité	2 à 6

Tableau A.1-2 : Résistivité de différentes eaux

#### A.1.4. Mesure de la résistivité électrique du sol

##### A.1.4.1. Mesure de la résistivité au laboratoire

Pour effectuer la mesure de la résistivité électrique d'un matériau, d'une roche, etc., il suffit de donner à l'échantillon une forme régulière, celle d'un cylindre, d'un cube ou d'un parallélépipède, et de mesurer la valeur de la chute de potentiel engendrée par le passage d'un courant, d'intensité connue, entre les extrémités de l'échantillon. Mais la difficulté principale est d'obtenir une bonne distribution du courant électrique dans le volume de l'échantillon afin d'optimiser les mesures (étant donné que le sol est un milieu hétérogène constitué de phase solide, liquide et gazeuse) et de réaliser un bon contact entre l'échantillon et les électrodes de courant et de potentiel. C'est la raison pour laquelle plusieurs chercheurs ont mis au point des dispositifs de plus en plus efficaces permettant des mesures rapides et précises de la résistivité d'échantillon de sol.

L'un des schémas classiques de mesure de la résistivité d'échantillon de sol est présenté dans la figure (A.1-3).

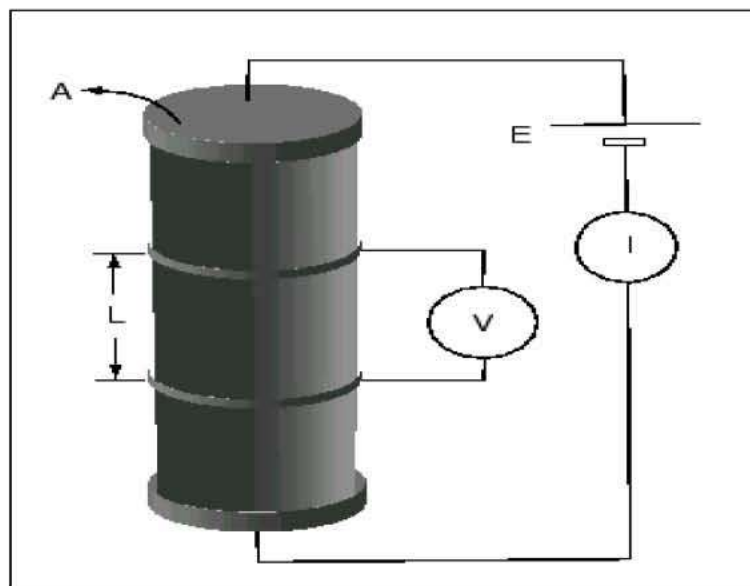


Figure A.1-3 : Mesure de la résistivité d'échantillon de sol (Telford et al, 1976)

En 1977 l'équipe de laboratoire de Riverside (USA), sous la direction de J.D Rhoades a conçu un dispositif de mesure de la conductivité électrique apparente d'échantillons de sol, il a été appelé « cellule cylindrique à quatre électrodes », cette cellule est constituée d'un cylindre fermé à sa base par un fond amovible, les électrodes de courant et de potentiel sont fixés à mi-hauteur du cylindre selon le modèle carré et pénètrent l'échantillon sur une longueur bien déterminée. Néanmoins, l'utilisation de ce type de cellule nécessite la détermination de ce qu'on appelle « constante géométrique de la cellule » qui est un paramètre lié aux dimensions du cylindre utilisé (figure A.1-4).

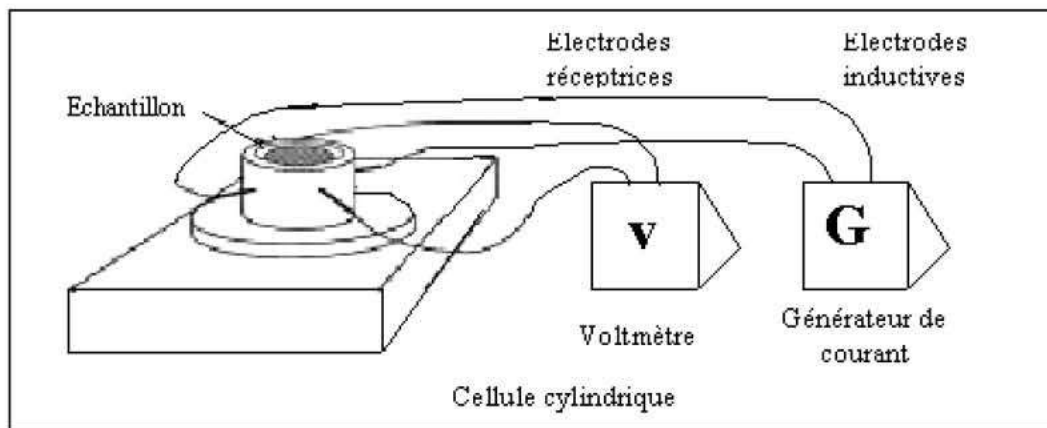


Figure A.1-4 : Schéma de la cellule cylindrique de mesure des résistivités

Un autre dispositif expérimental a été adopté plus tard par d'autres chercheurs (Fowles 1980, Pozdnyakova L, 1999), il s'agit d'un dispositif plus simple et qui présente de remarquables intérêts (figure A.1-5).

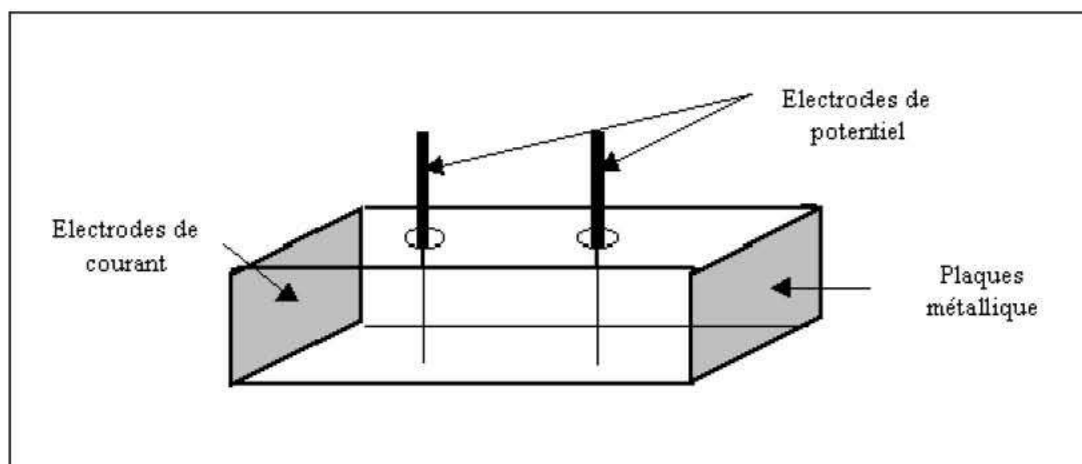


Figure A.1-5 : Schéma du dispositif utilisé par Fowles (1980) et Pozdnyakova (1999)

Ce dernier est constitué d'une boîte de forme prismatique fabriquée en Plexiglas, transparente et étanche, dans laquelle l'échantillon est placé ou compacté (selon l'objectif visé par les mesures), le courant est injecté dans l'échantillon par l'intermédiaire de deux plaques

métalliques fixées aux extrémités longitudinales de la boîte, comme l'indique la figure (A.1-5), par contre les électrodes de potentiel sont de petites barrettes (en cuivre) enfoncées dans l'échantillon et placées parallèlement aux plaques de courant.

Cette disposition permet de créer un champ électrique uniforme le long de la boîte, les équipotentiels seront ainsi des surfaces parallèles aux plans des deux plaques ce qui permet d'ajuster les anomalies de contact entre les électrodes et l'échantillon.

La géométrie de la boîte est choisie, généralement, de telle sorte que la distance entre les électrodes de potentiel est égale à la surface transversale de la boîte en valeur absolue, ce qui rend la résistance mesurée aux bornes des deux électrodes en  $\Omega$  égale à la résistivité de l'échantillon en  $\Omega$  cm.

Un tel dispositif permet, également, de déterminer expérimentalement et sur model réduit la profondeur d'investigation ou de pénétration du courant électrique à l'intérieur de l'échantillon en détectant l'intensité du courant au voisinage des parois du dispositif.

#### **A.1.4.2. Mesure de la résistivité électrique in-situ**

##### **A.1.4.2.1. Méthodes horizontales**

Il existe de nombreuses techniques de mesure de la résistivité électrique sur site. Les méthodes dites horizontales (méthodes imaginées en 1912 par les frères Schlumberger) sont actuellement les plus répandues et les plus développées.

Le principe de base de ces méthodes peut se résumer en ce qui suit :

Un courant  $I$  est injecté dans le sous-sol à l'aide de deux électrodes par contact direct. En circulant dans le sous-sol, ce dernier est influencé par les sols en présence. Il se produit alors une variation de potentiel, qui peut être mesuré par une autre paire d'électrodes. Cette mesure est ensuite transcrite en résistivité apparente (résistivité d'un sol hétérogène) en multipliant le rapport de la différence de potentiel sur le courant par un coefficient géométrique dépendant des distances séparant les électrodes. Si le sol est homogène, la résistivité apparente mesurée est alors une résistivité vraie.

La répartition du potentiel autour d'une électrode émettrice  $C$  est donnée, en sol homogène, par l'équation :

$$V_C = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (\text{A.1-2})$$

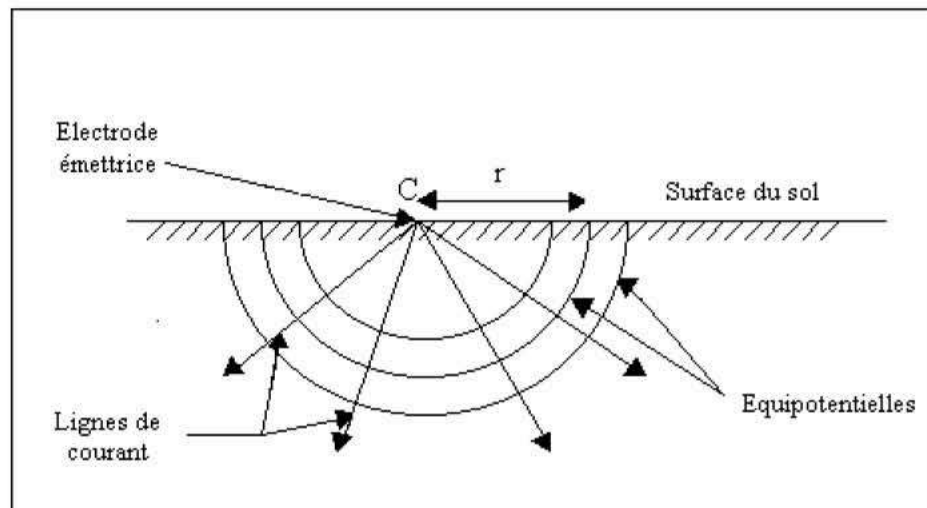


Figure A.1-6 : Emission d'un courant à la surface du sol

L'action conjuguée de deux électrodes  $C_1$  et  $C_2$  donnera donc :

Potentiel en  $P_1$  :

$$V_{P1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (\text{A.1-3})$$

Potentiel en  $P_2$  :

$$V_{P2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \quad (\text{A.1-4})$$

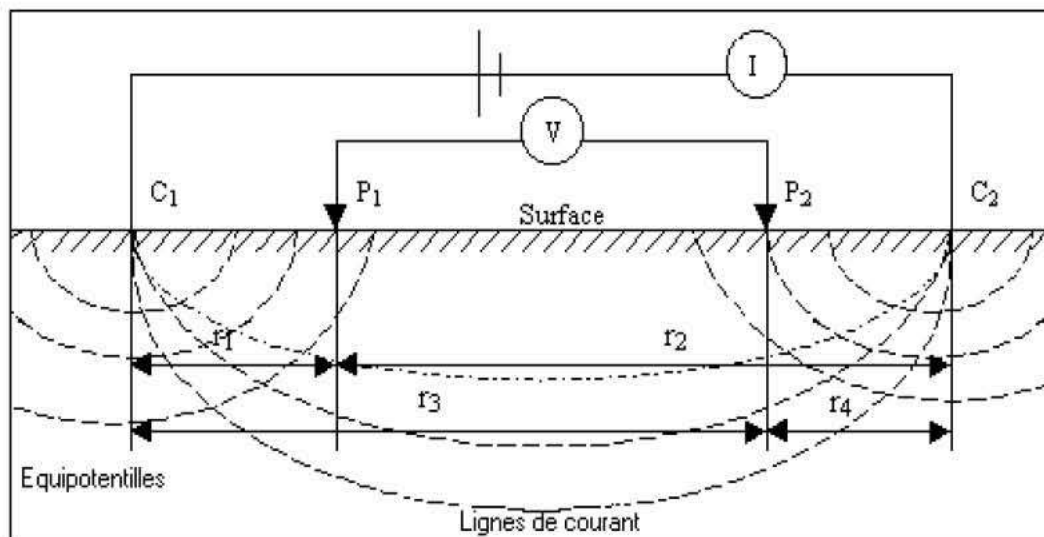


Figure A.1-7 : Dispositif horizontal de mesure des résistivités apparentes du sol

Ces formules sont valables dans le cas de sol homogène et de résistivité uniforme. Ce n'est bien évidemment pas le cas dans la réalité. Des couches de résistivité différente se superposent. La résistivité mesurée devient une valeur affectée par les effets des différentes couches. On parle alors de **résistivité apparente**.

C'est à dire :

$$\Delta V = V_{p1} - V_{p2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left( \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right) \quad (\text{A.1-5})$$

Cette équation est la base de toute mesure électrique utilisant quatre électrodes (dispositif quadripôles). Les seuls paramètres qui varient, si l'arrangement du dispositif est constant, sont les valeurs de I et  $\Delta V$ . Le reste de l'équation est un facteur géométrique appelé K, qui est fonction du dispositif utilisé. L'équation précédente devient :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{1-6})$$

Avec :

$$K = 2\pi \left( \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right)^{-1} \quad (\text{A.1-7})$$

Dans le cas d'un dispositif « Wenner »  $C_1C_2$  et  $P_1P_2$  ont toujours le même milieu et les quatre électrodes étant à égale distance l'une de l'autre ( $C_1P_1 = P_1P_2 = P_2C_2 = a$ ). Les quatre électrodes doivent être alignées et bougées en même temps. Dans ce dernier cas, la formule devient :

$$\rho = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{A.1-8})$$

Avec :

$$K = 2\pi a \quad (\text{A.1-9})$$

On estime selon Rhoades (1975), que la profondeur d'investigation, pour le dispositif Wenner, est égale à  $C_1C_2/3$  c'est à dire la profondeur d'investigation de la mesure est égale à la distance séparant les électrodes de mesures (a). Ce qui correspond à un volume prospecté de  $\pi a^3$ .

#### A.1.4.2.2. Sondes Wenner

Les sondes de conductivité électrique Wenner ont été mises au point dans le but de rendre les mesures simples et plus rapides permettant, ainsi d'effectuer des mesures ponctuelles et en profondeur de la résistivité électrique apparente du sol, Ce système de mesure a en particulier l'avantage de ne pas perturber le sol à l'instar des méthodes horizontales de surface utilisées par les géophysiciens.

Ces derniers sont une adaptation des méthodes issues des travaux sur les sondes de conductivité à quatre électrodes "four-electrode probe" (Rhoades, 1976 ; Gupta et Hanks, 1972).

Conçues et élaborées sur la base du dispositif Wenner, les sondes présentent quatre électrodes équidistantes sur un même axe. Elles sont constituées d'un tube en plexiglas de diamètre constant. Quatre gorges sont alaisées dans le plexiglas pour y couler de l'étain raccordé à un fil électrique à l'intérieur du tube. Les bagues sont séparées entre elles d'une distance (a) par le plexiglas non conducteur (Figure A.1-8). La longueur entre les deux électrodes externes est alors normalisée. La température est mesurée par le moyen d'un thermocouple installé à l'intérieur du tube. Ceci permet de faire une correction en température pour normer les conductivités électriques à des températures standards.



Figure A.1-8 : Photo d'une sonde type Wenner.

Le principe de mesure de ce type de sonde consiste à appliquer un courant (I) entre les 2 électrodes extérieures et de mesurer la différence de tension (V) entre les deux électrodes intérieures d'une part et de mesurer la tension aux bornes d'une résistance de référence placée en parallèle d'autre part. La conductivité électrique apparente du sol  $\sigma_a$  (S/m) est estimée par la relation :

$$\sigma_a = \frac{f_t}{\rho_a} \quad (\text{A.1-10})$$

où  $f_t$  est un facteur de correction de température.

La résistivité électrique apparente du sol  $\rho_a$  ( $\Omega \cdot m$ ) a pour expression :

$$\rho_a = k \times \Delta V / I \quad (\text{A.1-11})$$

$k'$  est un coefficient géométrique égal à  $4 \Pi a$  (m).

La géométrie particulière des sondes Wenner ne permet pas simplement de faire des mesures ponctuelles de résistivité mais également de connaître le volume prospecté par les mesures (pour la configuration Wenner, la profondeur d'investigation de la mesure est égale à la séparation entre électrodes a). Néanmoins les mesures doivent être préalablement étalonnées dans des solutions salines de conductivités connues.

## ANNEXE 2

### CONDUCTION ELECTROLYTIQUE DU SOL

#### A.2.1. Introduction

Comme la matrice du sol est, en général, isolante électriquement le courant passe via l'eau des pores par le biais des ions existants dans cette eau. Sa résistivité électrique est, donc, fonction de plusieurs facteurs notamment la quantité d'eau contenue dans l'unité de volume de la roche. La résistivité de cette eau, et par suite, inversement proportionnelle à la quantité totale des sels dissous par unité de volume d'eau.

Dans ce chapitre, nous décrivons dans un premier temps les mécanismes mis en jeu dans la conductivité électrolytique du sol, ensuite nous traitons l'influence de la géométrie des pores qui affectent considérablement la valeur de la résistivité globale de la roche.

#### A.2.2. Mobilité des ions dans un électrolyte

La mobilité est la vitesse de migration d'un ion dans un champ électrique. Lorsqu'une différence de potentiel  $\Delta V$  est appliqué entre 2 électrodes séparées par une distance  $l$ , les ions se trouvant dans la solution subissent l'effet du champ électrique  $E$  définie par :

$$E = \Delta V / L \quad (\text{A.2-1})$$

Dans ce champ électrique un ion de charge  $q$  subit une force électrostatique  $F_e$

$$F_e = q E = q \Delta V / L \quad (\text{A.2-2})$$

Par contre, durant son déplacement en solution, l'ion subit une force de friction (frottement), agissant dans le sens opposé, qui freine son accélération. Cette force est proportionnelle à la vitesse  $v$  de l'ion :

$$F_f = - 6 \eta \pi r v \quad (\text{A.2-3})$$

(il s'agit ici de la force de Stokes où  $\eta$  est la viscosité du milieu,  $r$  le rayon de la particule, et  $v$  la vitesse de cette particule).

La vitesse limite est atteinte lorsque la force de viscosité atteint la valeur de la force d'entraînement (régime stationnaire), soit :

$$\Sigma f = ma = 0 \quad (\text{A.2-4})$$

d'où :

$$v = qE / 6\pi\eta r \quad (\text{A.2-5})$$

Et comme la vitesse de déplacement des ions est proportionnelle à l'intensité du champ appliqué :

$$v = \mu E \quad (\text{A.2-6})$$

donc :

$$\mu = v / E = q / 6\pi\eta r \quad (\text{A.2-7})$$

où  $\mu$  représente la mobilité de l'ion en ( $\text{m}^2 / \text{s V}$ )

### 2.1.1. Facteur influençant la valeur de la mobilité

L'intensité de la mobilité des ions est influencée par les facteurs suivants :

- Dimension de l'ion :  $\mu$  est inversement proportionnel au rayon de l'ion.
- Du solvant :  $\mu$  est inversement proportionnelle à la viscosité du solvant.
- De la température :  $1^\circ\text{C} \rightarrow + 2\%$ .
- De la concentration : A dilution infinie,  $\mu$  tend vers une valeur limite :  $\mu^\circ$ , la mobilité limite de l'ion.

### 2.3. Conductivité d'un électrolyte : loi de Kohlrausch

La résistance d'une portion d'électrolyte de forme parallélépipédique a la même expression que celle d'un conducteur métallique de section  $S$  et de longueur  $L$ , puisque la loi d'ohm s'applique aussi à un courant traversant un électrolyte, et la conductivité  $\sigma$  de la solution ionique s'écrit :

$$\sigma = S / L R \quad (\text{A.2-8})$$

Avec :  $R$  en  $\Omega$ ,  $\sigma$  en  $\text{S.m}^{-1}$ ,  $S$  en  $\text{m}^2$  et  $L$  en  $\text{m}$ .

Par ailleurs, cette conductivité peut être définie à partir des conductivités molaires ioniques  $\lambda_i$ , des différents ions de la solution par la loi de Kohlrausch. Puisque l'intensité du courant électrique correspond à la somme des flux des charges transportées simultanément par toutes les espèces ioniques de la solution et la loi de Kohlrausch s'écrit :

$$\sigma = \sum_i \sigma_i = \sum_i |\lambda_i| C_i \quad (\text{A.2-9})$$

Avec :

$\sigma$  : Conductivité électrique de la solution électrolytique en  $\text{S m}^{-1}$  ;

$C_i$  : concentration molaire pour chaque ion en  $\text{mole/m}^3$  ;

$\lambda_i$  : conductivité molaire pour un ion (conductivité rapportée à la concentration) en  $\text{S.m}^2.\text{mol}^{-1}$ .

A titre d'exemple, on donne ici la valeur de la conductivité molaire de quelques ions :

Anions	$\lambda$ ( $10^{-4}$ S m <sup>2</sup> mol <sup>-1</sup> )	Cations	$\lambda$ ( $10^{-4}$ S m <sup>2</sup> mol <sup>-1</sup> )
Cl <sup>-</sup>	76.3	Na <sup>+</sup>	50.1
OH <sup>-</sup>	198	H <sup>+</sup>	349.6
F <sup>-</sup>	55.4	K <sup>+</sup>	73.5

**Tableau A.2-1** : Conductivité molaire de quelques ions

La loi de Kohlrausch exprime la conductivité d'une solution (d'un électrolyte) en fonction des différents paramètres qui définissent chaque ion constituant la solution. Cette loi peut également s'exprimer en fonction des mobilités :

$$\sigma = \sum_i \sigma_i = \sum_i |Z_i| C_i F_r \mu_i \quad (\text{A.2-10})$$

Avec:

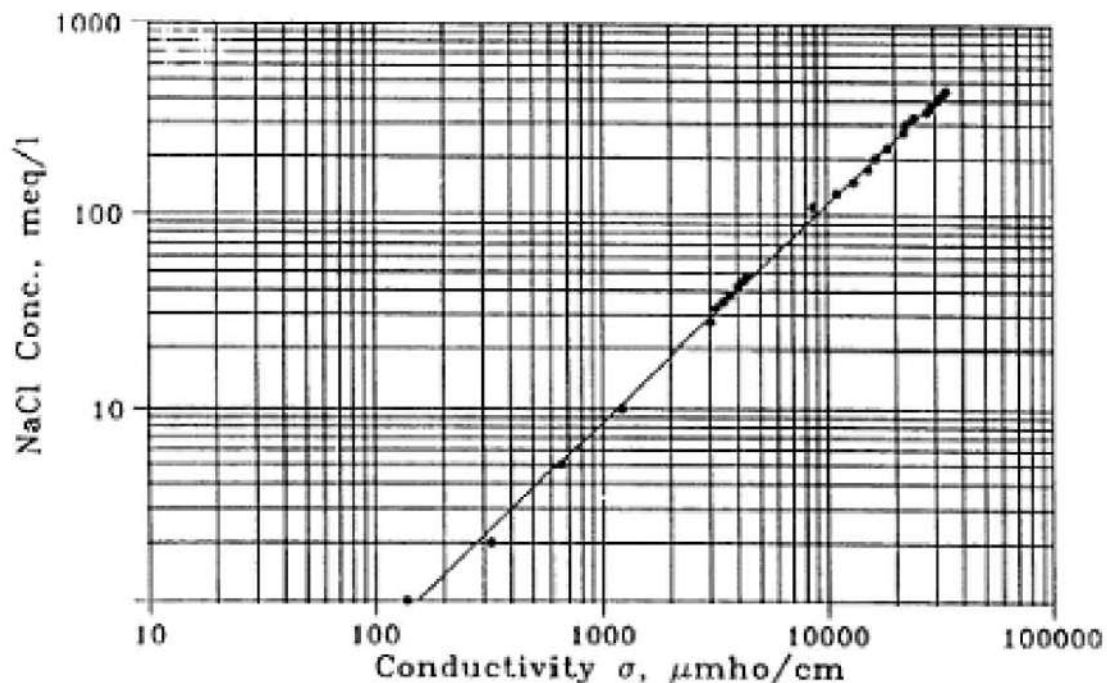
$F_r$  : le faraday (mole de charge 96 478 coulomb) ;

$Z_i$  : le nombre de charge ou valence de l'ion ;

$C_i$  : concentration molaire de l'ion par unité de volume (mole/L) ;

$\mu_i$  : mobilité de l'ion.

La concentration en ions d'une solution augmente, donc, d'une manière linéaire la conductivité électrolytique (loi de Kohlrausch). La figure (A.2-1) montre un exemple de variation de la conductivité électrique de l'eau d'imbibition en fonction de la concentration en NaCl (Sadek 1993).



**Figure A.2-1** : Influence de la concentration en sel sur la conductivité électrique de l'eau (Sadek, 1993).

#### A.2.4. Conductivité électrolytique d'un milieu granulaire

Bien que la plupart des grains minéraux formant les roches soient essentiellement non conducteurs, ils imposent la porosité et la distribution des pores, donc, les longueurs et les aires des sections transversales des chemins électrolytiques à travers l'échantillon sont affectées par la forme et la distribution de ces grains (fig. A.2-2). Il est, donc, intéressant de développer un modèle géométrique simple représentant la conduction ionique dans les roches afin de pouvoir étudier le mécanisme de leur conductivité.

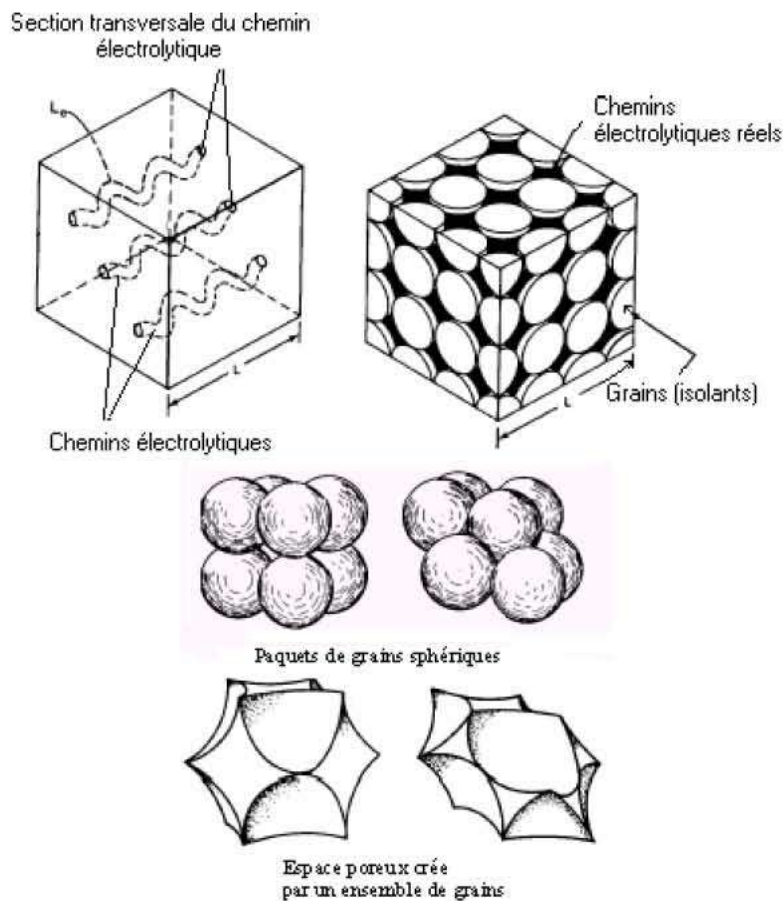


Figure A.2-2 : Représentation graphique de l'espace électrolytique

Dans un échantillon de sol de longueur  $L$  et de section transversale  $A$ , la résistance électrique  $R$  obéit à la loi d'Ohm et s'écrit :

$$R = \rho_r * L / A \quad (\text{A.2-11})$$

où  $\rho_r$  est la résistivité globale de la roche ;  
 $A$  : section transversale de l'échantillon ( $\text{m}^2$ ) ;  
 $R$  : résistance électrique (ohm) ;  
 $L$  : longueur de l'échantillon (m).

Pour les roches complètement saturées et qui contiennent des électrolytes très salins et dont les pores sont interconnectés, on peut supposer que toute la conduction électrique est via les chemins électrolytiques (roches poreuses non minéralisées) c.a.d via un unique chemin équivalent. Par conséquent la résistance R de l'échantillon est déterminée uniquement par la résistivité de l'électrolyte remplissant les pores et par la géométrie des pores. Donc l'équation précédente devient :

$$R = \rho_w * L_e / A_e \quad (\text{A.2-12})$$

où

$L_e$  : longueur du chemin électrolytique équivalent ;

$A_e$  : section transversale du chemin électrolytique équivalent ( $\text{m}^2$ ) ;

$\rho_w$  : résistivité de l'électrolyte de saturation (ohm m).

Les grandeurs  $L_e$  et  $A_e$  de l'électrolyte équivalent qui représente la phase liquide, et qui est équivalent électriquement à la sommation de tous les chemins électrolytiques contenant dans l'échantillon considéré, peuvent être calculées comme suit :

$$L_e / A_e = R / \rho_w \quad (\text{A.2-13})$$

Le terme  $L_e / A_e$  est appelé « le rapport géométrique de l'espace poreux conducteur ».

La quantité qui se trouve à droite de l'équation précédente est directement mesurable électriquement. Par conséquent, le rapport géométrique de l'espace poreux conducteur peut être déterminé aisément.

Pour les roches contenant peu ou pas d'impasses dans le volume des pores (sableux), le volume total de l'électrolyte  $V_w$  s'écrit :

$$V_w = L_e A_e \quad (\text{A.2-14})$$

D'autre part  $V_e$  peut être récrit en fonction de la porosité  $\phi$ , qui est définie par la fraction de volume d'eau dans la roche saturée, comme suit :

$$L_e A_e = \phi V_r \quad (\text{A.2-15})$$

$$\text{Avec : } \phi = V_e / V_r \quad (\text{A.2-16})$$

On peut combiner ces deux équations pour obtenir :

$$L_e = \sqrt{\frac{\phi * R * V_r}{\rho_w}} \quad (\text{A.2-17}) \quad \text{et} \quad A_e = \sqrt{\frac{\phi * V_r * \rho_w}{R}} \quad (\text{A.2-18})$$

Il est évident que  $L_e$  et  $A_e$  dépendent des dimensions des phases solides et liquides de l'échantillon de la roche, il est donc utile de normaliser ces valeurs en les reliant aux dimensions réelles de l'échantillon afin d'affiner la description du système poral en prenant en considération la distribution de la taille des pores et micro-conduits divers constituant le réseau d'espace lacunaire. Pour cela, nous introduisons les deux coefficients suivants :

(1) Le coefficient de tortuosité  $t$  qui est le rapport entre la diffusivité calculée et la diffusivité d'un milieu idéal constitué de pores cylindriques rectilignes (Pirson 1958).

$$t = L_e / L_r \quad (\text{A.2-19})$$

où :

- $t$  : coefficient de tortuosité ;
- $L_e$  : longueur du chemin de l'électrolyte ;
- $L_r$  : longueur de l'échantillon de la roche.

Ce coefficient est utilisé pour décrire l'excès de longueur du chemin de l'électrolyte équivalent par rapport à la longueur de l'échantillon de la roche. Cet excès de longueur est le résultat de la contorsion des chemins de l'électrolyte causée par le réseau d'espace lacunaire du système solide de la roche.

(2) le coefficient de diminution  $d$  (Fraser 1963) qui est le rapport entre la section transversale du chemin de l'électrolyte et celle de l'échantillon.

$$d = A_e / A_r \quad (\text{A.2-20})$$

- $d$  : coefficient de diminution ;
- $A_e$  : section transversale du chemin de l'électrolyte ;
- $A_r$  : section transversale de l'échantillon de la roche.

Ce dernier est utilisé pour décrire la constriction et le rétrécissement des sections transversales des chemins de l'électrolyte équivalent par rapport à la l'aire de la roche. Cette constriction est due également au réseau solide de l'échantillon de la roche.

La tortuosité et le coefficient de diminution réduisent la facilité avec laquelle l'électricité est conduite ioniquement à travers le système de la roche. Cette réduction varie directement avec le coefficient de tortuosité et inversement avec le coefficient de diminution figure (A.2-3).

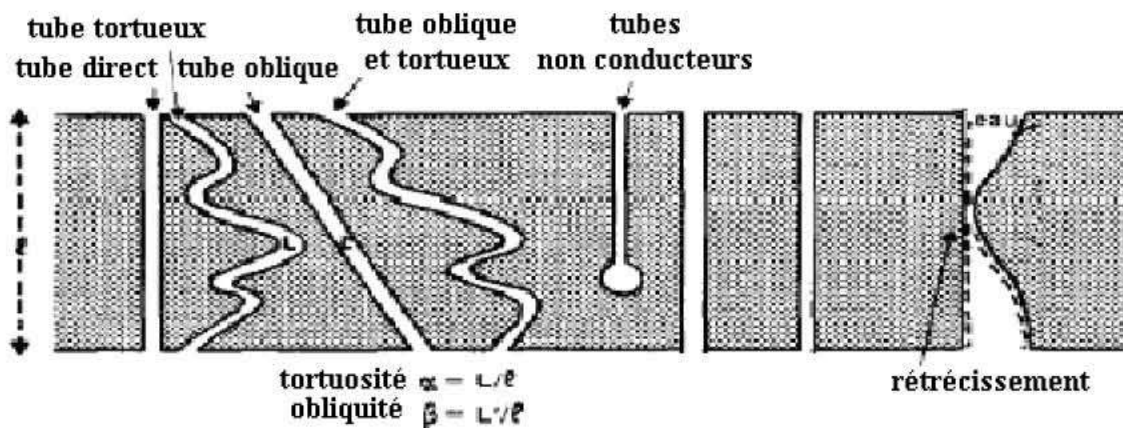


Figure A.2-3 : Représentation graphique de l'effet de tortuosité sur les chemins électrolytiques

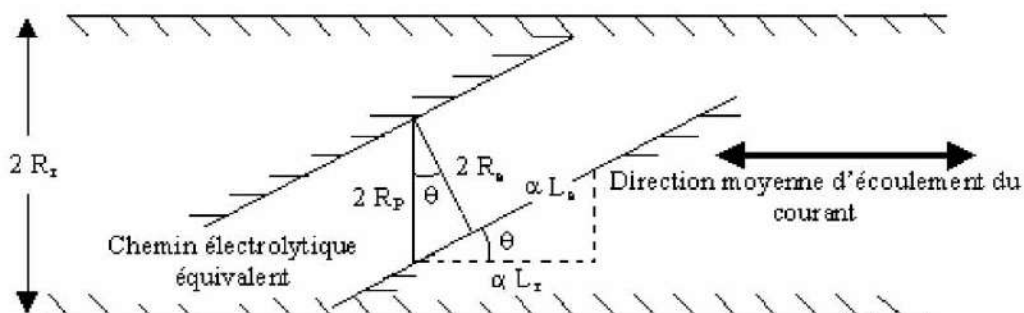
Dans cette analyse, nous avons considéré un réseau rocheux non-conducteur, donc toute la conduction est ionique et elle est à l'intérieur de l'espace poreux. Dans ce cas,  $\rho_r$  est directement proportionnelle à  $\rho_w$ , donc le rapport  $\rho_r / \rho_e$  est indépendant de la magnitude réelle de  $\rho_e$  ainsi, Archie (1942) a définie le rapport  $\rho_r / \rho_e$  comme le facteur de formation qui est un paramètre très intéressant.

Le facteur de formation  $F$  de la roche est une propriété unique de l'échantillon dépendant seulement de la forme de l'espace poreux de l'échantillon si celui-ci est entièrement dénudé de solide conducteur. En combinant les équations précédentes nous pouvons relier  $F$  au coefficient de tortuosité et de diminution comme suit :

$$F = \frac{\rho_r}{\rho_w} = \frac{R * A_r}{\rho_w * L_r} = \frac{L_e * A_r}{A_e * L_r} = \frac{t}{d} \quad (\text{A.2-21})$$

On insiste encore sur le fait que toutes les relations précédentes sont basées sur la supposition que la conduction est purement ionique et que le réseau solide de la roche ne participe pas à la conduction du courant électrique.

Afin de mieux comprendre l'effet de la forme de l'espace poreux sur le facteur de formation  $F$ , il est intéressant de récrire l'équation (A.2-21) en fonction d'autres grandeurs géométriques plus affinées en raisonnant sur un modèle idéalisé (fig. A.2-4) et on introduisant le concept « direction du chemin électrolytique équivalent » (Fraser ; Ward 1963). En fait, on peut définir un angle de divergence  $\theta$  pour représenter la déviation de direction du chemin électrolytique équivalent par rapport à la direction moyenne d'écoulement du courant.



**Figure A.2-4 :** Représentation idéalisée de l'écoulement du courant électrolytique à travers une section de l'échantillon

L'angle de divergence  $\theta$  est défini par l'équation :

$$\theta = \cos^{-1} (R_e/R_p) \quad (\text{A.2-22})$$

où  $R_e$  représente le rayon réel de la section circulaire du chemin ou du tube électrolytique équivalent et  $R_p$  désigne l'axe semi-majeur de la section elliptique du chemin électrolytique. Cette section étant perpendiculaire à la direction moyenne d'écoulement du courant (fig. A.2-4).

Il vient que cet angle est relié au coefficient de tortuosité par l'équation :

$$\theta = \cos^{-1} (1/t) \quad (\text{A.2-23})$$

Cette équation est intéressante puisqu'elle fait appel à la porosité surfacique et la porosité volumique.

La porosité surfacique est définie par le rapport aire de la section transversale du vide de l'espace poreux sur l'aire totale de la section transversale de l'échantillon. Donc, dans la figure (A.2-4), la porosité surfacique représente le rapport aire de la section transversale elliptique  $\pi.R_e.R_p$  (perpendiculaire à l'axe de l'échantillon) du chemin électrolytique équivalent sur l'aire de la section transversale de l'échantillon  $\pi.R_r^2$  c.a.d :

$$\phi_s = \frac{R_p * R_e}{R_r^2} \quad (\text{A.2-24})$$

$\phi_s$ : porosité surfacique ;

$R_p$ : l'axe semi-majeur de la section elliptique du chemin électrolytique ;

$R_e$ : rayon réelle du chemin électrolytique équivalent ;

$R_r$ : rayon de la section transversale de l'échantillon.

La porosité volumique  $\phi_v$  est définie par le rapport volume total du chemin poreux sur le volume total de la roche, c.a.d :

$$\phi_v = \frac{\pi * R_e^2 * L_e}{\pi * R_r^2 * L_r} \quad (\text{A.2-25})$$

En combinant les équations (A.2-23) et (A.2-24) nous obtenons l'identité :

$$\frac{R_e}{R_p} = \frac{L_r}{L_e} \quad (\text{A.2-26})$$

et d'après la fig. (A.2-4) nous avons :

$$\cos \theta = \frac{2 * R_e}{2 * R_p} = \frac{\alpha * L_r}{\alpha * L_e} \equiv \frac{L_r}{L_e} = \frac{1}{t} \quad (\text{A.2-27})$$

La figure (A.2-4) peut être utilisée aussi pour illustrer la relation entre la porosité et le coefficient de diminution. Il vient que ce dernier peut s'écrire comme suit :

$$d = \frac{\pi * R_e^2}{\pi * R_r^2} = \frac{R_e^2}{R_r^2} \quad (\text{A.2-27})$$

En comparant ceci avec la porosité surfacique donnée par l'équation (2-23). On remarque que la porosité  $\phi$  est toujours plus grande que le coefficient de diminution  $d$  sauf dans le cas où l'angle de divergence est égal à 0, dans ce cas  $R_e$  et  $R_p$  sont identiques.

Et finalement on peut réécrire le facteur de formation  $F$  comme suit :

$$F = \frac{R_p * R_e}{R_r^2} \quad (\text{A.2-28})$$

Les équations précédentes montrent que la géométrie des pores des roches poreuses peut être décrite par les termes  $t$ ,  $d$  et  $\theta$ . La fig (A.2-4) par exemple, représente un échantillon réel de roche décrit par Fraser et Ward 1963. Dans cette figure la même structure de pores est définie par  $t$ ,  $d$  et  $\theta$ , et elle est électriquement équivalente à la structure réelle des pores.

L'explication fournie précédemment montre que la résistivité globale de la roche est le résultat de la multiplication de la résistivité de l'électrolyte remplissant les pores par un facteur géométrique traduisant les formes, les dimensions, les orientations, les distributions et les connexions des pores, c'est-à-dire l'organisation de l'espace poral. Or ce sont ces caractéristiques qui commandent la circulation de l'eau. Ceci a été prouvé empiriquement par G .Archie.

## ANNEXE 3

### CONDUCTIVITE ELECTRIQUE DE SURFACE

#### A.3.1. Introduction

De nombreuses études sur la conduction électrique des mélanges sable/argile ont permis de comprendre certains mécanismes contrôlant la réponse électrique des roches. Mais elles ont aussi mis en évidence l'importance de la présence d'argile, qui peut changer de façon drastique les propriétés électriques de la roche.

La conduction électrique de surface est étroitement liée à la teneur en argile. Cette conduction est contrôlée par la couche diffuse et celle de Stern (Revil et Glover, 1997) qui se forment à la surface des argiles. Elle dépend surtout de la surface spécifique de la phase solide et des interactions à l'interface liquide-solide (Robain et al. 2001). Dans un système solide/liquide, la conduction surfacique à cette interface est supérieure en valeur absolue à la conduction volumique car, au sein de la couche diffuse, la densité de charge est plus élevée.

Avant d'analyser le mécanisme de conduction de surface proprement dit, il est essentiel de rappeler, dans un premier temps, certaines notions minéralogiques et physico-chimiques relatives aux interactions entre l'eau et les particules argileuses, à savoir la description structurale des argiles, la double couche électrique et la capacité d'échange cationique qui sont à l'origine de cette conduction.

Ensuite, on s'attachera à développer les différents mécanismes de conduction de surface qui peuvent se développer au niveau microscopique et à mettre en évidence les facteurs influençant cette conduction. Et en fin on s'intéressera à la contribution des argiles à la conduction globale du courant électrique au niveau macroscopique.

#### A.3.2. Minéralogie des argiles

Les argiles sont le plus souvent des silicates d'alumine hydratés sous forme de feuillets élémentaires composés de l'assemblage de deux unités structurales de base. Il s'agit de niveaux tétraédriques et octaédriques (deux types de plans).

**\* Le plan de tétraèdres de silice  $\text{SiO}_4$  :** Noté T, dans lequel 4 atomes d'oxygène sont disposés au sommet d'un tétraèdre régulier et enserrent un atome de silicium. Chaque tétraèdre  $\text{SiO}_4$  partage trois de ses atomes d'oxygènes avec les trois tétraèdres adjacents formant ainsi un réseau plan hexagonal de formule  $[\text{Si}_4\text{O}_{10}]^{4-}$ . Les sommets des tétraèdres sont dans le même plan, ainsi que les bases. Chaque oxygène de la base est lié à deux atomes de silicium par une liaison covalente. Les atomes de silicium peuvent être substitués par des atomes d'aluminium, ce qui modifie les propriétés de surface du plan d'oxygène. le déficit de charge induit est neutralisé par des cations de compensation. Ces cations viennent se placer dans les cavités hexagonales du réseau d'atomes d'oxygène de surface de feuillet.

Les tétraèdres se combinent entre eux pour former des couches planes dites couches tétraédriques (figure 3-1).

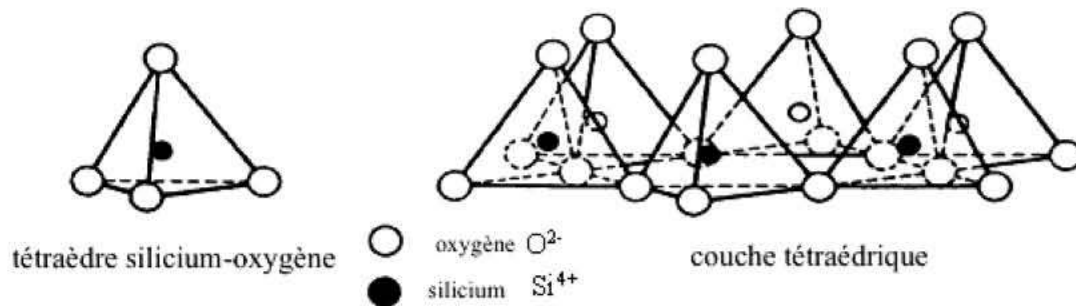


Fig. (A.3-1) : Représentation de l'agencement en couche des tétraèdres de silicium

\* **Le plan d'octaèdres d'alumine  $Al_2(OH)_6$  et éventuellement de magnésium  $Mg_3(OH)_6$  :** Noté O, 6 ions hydroxydes enserrant un atome d'aluminium ou de magnésium. Ces octaèdres (fig) forment un réseau hexagonal répété infiniment dans le plan du feuillet. L'association de deux feuillets constitue un empilement compact présentant des cavités octaédriques dans lesquelles peuvent se loger des ions bivalents ou trivalents. L'occupation de la couche octaédrique peut être faite soit par 2  $M^{3+}$  ( $Al^{3+}$  par exemple), soit par 3  $M^{2+}$  ( $Mg^{2+}$  par exemple).

Les octaèdres se combinent également pour former des couches planes dites couches octaédriques (figure 3-2).

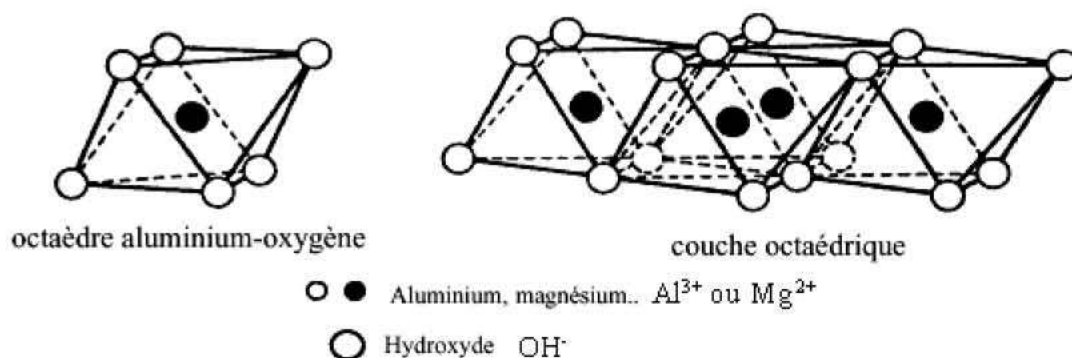


Fig. (A.3-2) : Représentation de l'agencement en couche des octaèdres d'aluminium ou de magnésium

### A.3.2.1 Structure moléculaire microscopique des argiles

Le feuillet élémentaire idéal se compose d'un empilement de 2 ou 3 unités de base. Les liens de covalence et les liaisons ioniques assurent la structure rigide du feuillet, des liaisons moins fortes mais essentielles, assurent l'assemblage des feuillets élémentaires.

Les forces de liaison entre feuillets sont principalement :

- Les forces d'attraction moléculaires de Van der Waals qui sont des liaisons faibles ;
- les liaisons hydrogène qui apparaissent avec des atomes fortement électronégatifs, comme par exemple l'oxygène dans le cas des argiles ;
- les substitutions isomorphes qui consistent en le remplacement de certains cations constitutifs du réseau cristallin par d'autres de moindre valence. Ce dernier phénomène crée des déficits de charge qui affaiblissent les forces ioniques de liaison entre les feuillets (remplacement d'un ion  $\text{Si}^{4+}$  par un ion  $\text{Al}^{3+}$  dans la couche tétraédrique de silice, d'un ion  $\text{Al}^{3+}$  par un  $\text{Mg}^{2+}$  dans la couche octaédrique d'aluminium). Les particules acquièrent ainsi une charge négative et peuvent adsorber de façon réversible des cations et des dipôles d'eau pour atteindre l'électro-neutralité. La capacité d'échange ionique (C.E.C.) permet de mesurer la charge positive nécessaire pour arriver à cette électro-neutralité (milliéquivalents/100 g d'argile sèche).

Les trois grandes classes d'argile les plus couramment rencontrées (la kaolinite, l'illite et la montmorillonite) sont constituées de l'assemblage de ces deux couches.

### La kaolinite

La formule générale de la demi-maille de kaolinite est  $[(\text{Si}_2) (\text{Al}_2) \text{O}_5 (\text{OH})_4]$ . C'est un aluminosilicate dont le feuillet élémentaire est de type TO, il est composé d'une couche tétraédrique de silice et d'une couche octaédrique d'alumine. Entre différents feuillets de kaolinite, le contact se fait entre un plan contenant les ions hydroxyles  $\text{OH}^-$  de l'octaèdre, et celui contenant les ions d'oxygène  $\text{O}^{2-}$  du tétraèdre. Un cristal de kaolinite comporte entre 70 et 100 feuillets ainsi superposés. Le feuillet ne porte pas de charge élémentaire et la cohésion de cristal est donc assurée par les hydroxyles du plan basal de la couche O qui interagissent avec les atomes d'oxygène de la couche T du feuillet suivant, par liaison hydrogène; dans ce cas, les liaisons interfoliaires résultent de l'effet composé de liaisons hydrogène et de forces de Van der Waals ; ce qui se traduit par un lien assez fort. Il s'agit de liaisons fortes qui empêchent l'hydratation entre les couches. Ainsi une particule de kaolinite sera constituée, par exemple, de quelques centaines de feuillets et pourra avoir une épaisseur de quelques dizaines de micromètres.

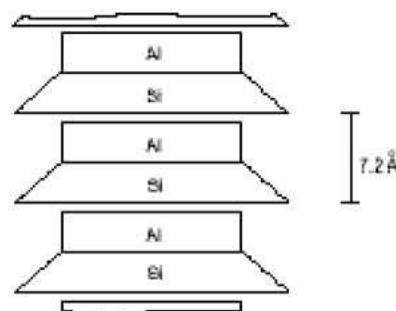


Fig. (A.3-3) : Schéma d'une particule de kaolinite

### Substitution isomorphe et adsorption d'ions

L'attraction exercée par les argiles sur l'eau est engendrée par un déficit de charge électriques dû à des substitutions, dans les couches octaédriques, des atomes  $Al^{+++}$  par ceux d'un autre métal de valence plus faible (le plus souvent  $Mg^{++}$ ). Ces substitutions sont dites isomorphes, car elles se font sans modification de la morphologie du minéral.

Les substitutions isomorphes sont rares dans le cristal de kaolinite ce qui limite l'importance de la charge effective de surface. La surface spécifique vaut 10 à 20  $m^2/g$ . la quantité de charge ramenée au poids augmente donc lorsque la taille du cristal diminue. Les propriétés de charge varient, également, en fonction du pH ce qui constitue une source de charge supplémentaire par rapport à la substitution isomorphe qui est pratiquement inexistante.

### L'illite (les micas)

Les minéraux de la famille de l'illite sont des micas dioctaédriques, alumineux et potassiques. Leur formule générale est comme suit  $[(Si_{4-x}Al_x)(Al_2)O_{10}(OH)_2K_x]$ , les valeurs de x paraissent voisines de 0,5.

Le feuillet élémentaire est de type TOT, il est composé d'une couche d'alumine comprise entre deux couches de silice. L'illite est formée par un feuillet Al en sandwich entre deux feuillets Si, avec des oxygènes partagés. L'épaisseur d'une telle couche est d'environ 1 nm.

Dans les couches de silice, un ion  $Si^{4+}$  sur quatre est remplacé par un ion  $Al^{3+}$ . Le déficit de charge qui en résulte est compensé par les ions potassium  $K^+$  qui assurent des liaisons assez fortes entre les feuillets. Les ions potassium peuvent être remplacés par des calciums, magnésium et hydrogènes dans des proportions maintenant l'équilibre des charges. La particule d'illite comportera, par exemple, une dizaine de feuillets et pourra avoir une épaisseur de quelques centièmes de micromètres. L'espace créé à l'intérieur du feuillet de silice est occupé par un ion  $K^+$  qui, par sa présence, induit un lien fort entre les couches.

Les sols contenant des illites ont donc des propriétés intermédiaires entre la kaolinite (de faible activité) et la montmorillonite (de forte activité)

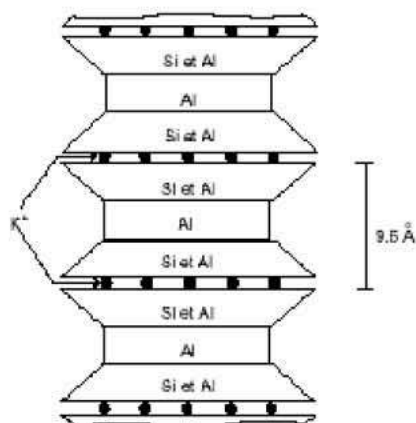


Fig. (A.3-4) : Schéma d'une particule d'illite

## La montmorillonite

Les minéraux de montmorillonite (dioctaédrique) ont la même structure que les micas. Leur formule générale est comme suit :  $\text{Si}_4 (\text{Al}_{2-x} \text{Mg}^{2+}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2 \text{CE}_x \cdot n\text{H}_2\text{O}$  (CE désigne un cation échangeable). Leur surface spécifique tourne autour de  $700\text{m}^2/\text{g}$  dont 80% peuvent être attribués aux surfaces internes.

Le feuillet élémentaire est composé comme pour l'illite, d'une couche d'alumine comprise entre deux couches de silice, mais la substitution isomorphe est principalement située dans les feuillets Al, avec un magnésium ou un fer se substituant à un Al du dioctaèdre. C.a.d l'ion  $\text{Al}^{3+}$  est remplacé par un ion  $\text{Mg}^{2+}$  dans les couches d'alumine. Le déficit de charge qui en résulte, comme il n'y a pas d'ion potassium pour lier les couches entre elles, est compensé par des ions  $\text{Ca}^{2+}$  (montmorillonite calcique) ou par des ions  $\text{Na}^+$  (montmorillonite sodique). La valence des ions sodium étant plus faible que celles des ions calcium, c'est la montmorillonite sodique qui aura la plus grande surface spécifique et la plus grande C.E.C. Les liaisons entre feuillets étant très faibles, ces argiles sont très sensibles à la teneur en eau et ont un fort potentiel de gonflement. L'épaisseur d'une particule de montmorillonite peut être très faible puisque, contrairement aux autres argiles, on peut isoler un feuillet élémentaire. La montmorillonite fait partie de la famille plus générale des smectites définies comme les "argiles actives".

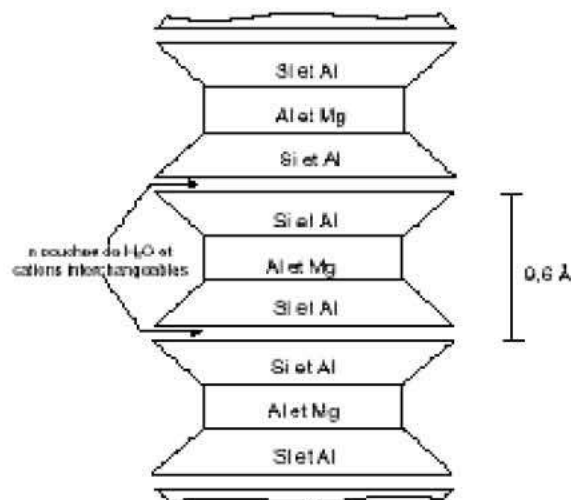


Fig. (A.3-5) : Schéma de la particule de montmorillonite

Les caractéristiques de ces argiles sont résumées dans le tableau 1.1

Nom	Type	Nombre de feuillets par particule	Diamètre d'une particule ( $\mu\text{m}$ )	Épaisseur d'une particule ( $\mu\text{m}$ )	Surface spécifique en $\text{m}^2/\text{g}$	C.E.C. en meq/100g
Kaolinite	1:1	100 - 200	0,1 - 4	1 - 10	10 - 20	3 - 15
Illite	2:1	1 - 10	0,1 - 1	0,003 – 0,01	65 - 100	10-40
Montmorillonite (smectite)	2:1	1	0,1	0,001	700 - 840	80 - 150

Tableau (A.3-1) : Principales caractéristiques des argiles

Compte tenu de la structure ionique présentée précédemment, il apparaît d'importantes interactions physico-chimiques entre une particule argileuse et l'eau, généralement illustrées par le modèle de la double couche. Avec des hypothèses très précises, cette théorie permet de quantifier les phénomènes de surface.

### A.3.3. Propriétés électriques des argiles

#### A.3.3.1 Charge des surfaces argileuses

Les minéraux argileux se caractérisent par une surface électrique non neutre fig (A.3-6). Il existe deux types de charge :

- (1) une charge permanente ou structurelle liée aux substitutions ioniques ( $\text{Al}^{3+}$  pour  $\text{Si}^{4+}$  dans T,  $\text{Mg}^{2+}$  ou  $\text{Fe}^{2+}$  pour  $\text{Al}^{3+}$  dans O), de signe négatif ;
- (2) une charge de surface variable selon le pH du milieu, liée aux réactions chimiques qui se produisent à la surface des minéraux ou suite à l'adsorption de surfactants, de signe + ou -.

La charge de surface est liée à l'hydrolyse de liens rompus Si-O et Al-OH le long des surfaces. A faible pH, l'argile se caractérise par une capacité d'échange anionique :  $\text{H}^+$  se lie davantage par rapport à  $\text{OH}^-$ , une charge positive se développe. A fort pH, une capacité d'échange cationique (CEC) se développe : Les  $\text{OH}^-$  se lient d'avantage que  $\text{H}^+$  et une charge négative se développe. A l'équilibre ou " au point de charge zéro " (ZPC), il n'existe pas de capacité d'échange. Dans la gamme des pH 5-8, on peut supposer que les contre ions de la couche diffuse et de Stern sont principalement des cations « Revil et Glover, 1997 »

#### A.3.3.2. Compensation de la charge de surface

La charge négative des particules argileuses est compensée par l'adsorption de cations, essentiellement le sodium et le calcium dans le cas des smectites. Ces contre-ions sont localisés sur les surfaces externes des particules ainsi qu'entre les feuillets unitaires. Ces cations peuvent être échangés par d'autres cations présents dans le système et on peut ainsi définir une capacité d'échange cationique pour un échantillon donné. Cette capacité d'échange

cationique dépend du pH de la solution, elle est en général mesurée à pH neutre, ce qui permet une comparaison fiable des différentes données expérimentales. Dans le cas des montmorillonites, la littérature rapporte des valeurs comprises entre 80 et 150 milliéquivalents pour 100 grammes d'argile.

Dans le cas des illites, la charge structurale est majoritairement compensée par la présence de potassium dans l'espace interfeuille, liant très étroitement les feuillets entre eux et empêchant ainsi le minéral de gonfler en présence d'eau. Le potassium constitue par conséquent un cation difficilement échangeable. La capacité d'échange cationique de l'illite est en effet comprise entre 10 et 40 milliéquivalents pour 100 grammes d'argile, capacité beaucoup plus faible que celle des smectites malgré sa charge structurale plus élevée.

### A.3.3.3. La capacité d'échange cationique

La capacité d'échange cationique (CEC) mesure la capacité d'une argile à échanger des cations. Elle mesure la concentration en cations non fixés dans la couche diffuse et dépend de la charge totale (i.e., charge de surface et structurale).

L'ensemble des ions présents dans la double couche diffuse ou ayant formés des complexes de type sphère externe «outer-sphere» avec la surface sont généralement considérés comme étant facilement échangeables.

Dans le cas des argiles phyllosilicates pour lesquels les charges fixes (dues aux substitutions isomorphiques dans le réseau cristallin) sont essentiellement négatives, ces ions sont principalement des cations. La somme des cations facilement échangeables est exprimée par la *capacité d'échange cationique* ou CEC.

La quantité de cations échangeables rapportée au poids du sol est exprimée conventionnellement en méqu/100g (milliéquivalents par 100 gramme d'argile) de sol ou en cmol+/kg sol. (cmol+ = centimole de charge positive). L'équation suivante permet d'estimer indirectement la CEC à partir de la teneur en carbone du sol et le pourcentage d'argile:

$$CEC \text{ (meq /100g)} = 0.7 \times \% \text{argile} + 3.5 \times \%C \quad (\text{A.3-1})$$

Pour des mélanges de grains de sable et d'argiles, la CEC se calcule comme suit :

$$CEC = \varphi_w \sum_i \chi_i CEC_i \quad (\text{A.3-2})$$

où CEC est la capacité d'échange effectif du mélange,  $\varphi_w$  est la fraction de la masse des minéraux argileux dans le mélange,  $\chi_i$  sont les fractions relatives de chaque minéral argileux et  $CEC_i$  est la capacité d'échange de chacune de ces argiles.

La capacité d'échange cationique des grains quartzeux est négligée à cause de la grande dimension des ces grains (un faible montant de charge de surface par unité de masse) par rapport aux dimensions des grains des minéraux argileux.

\* Complexe de sphère interne : Il n'y a pas de molécules d'eau entre le cation et la surface argileuse.

Complexe de sphère externe : Si une molécule d'eau au moins s'interpose entre eux.

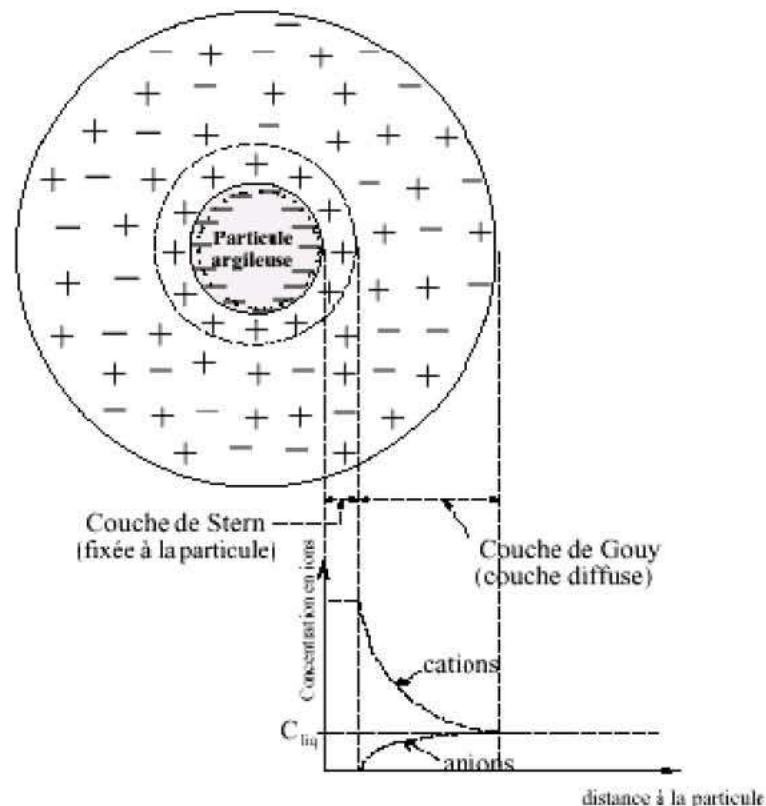
#### A.3.3.4. La double couche électrique

Les études électrocinétiques menées sur les argiles indiquent, comme nous l'avons vu, que la particule d'argile présente généralement une charge nette négative due à des substitutions isomorphes au niveau des feuillets. Ce déficit de charges se traduit par la fixation de cations et par l'orientation des molécules polaires (d'eau, par exemple) dans l'espace périphérique de la particule et éventuellement entre les feuillets sous l'influence du champ électrique créé. A l'attraction des cations par la surface des particules d'argile s'oppose la tendance des ions à diffuser et à se distribuer d'une manière homogène dans l'eau c.a.d. les cations s'éloignent de la surface jusqu'à ce qu'un équilibre s'établisse entre leur concentration dans les pores et dans la surface des particules. Le résultat de cette interaction est un nuage d'ions entourant la particule, appelé double couche électrique diffuse (figure A.3-6).

On a ainsi, autour de chaque particule, formation d'une double couche d'origine électrique, dite "couche de Gouy-Chapman", composée :

- d'une couche fixe liée au solide,
- d'une couche diffuse en affinité avec cette particule.

La théorie de Gouy-Chapman présente l'inconvénient de prédire des concentrations d'ions extrêmement élevées à proximité de la surface. Elle a été modifiée par Stern (1924) pour prendre en compte une quantité finie d'ions aux abords de la particule argileuse. La couche de Stern consiste en une quantité d'ions finie à côté de la surface (figure A.3-6) ; elle est fixe tandis que la couche de Gouy est mobile. Cette dernière fait la transition entre la solution perturbée par la particule et la zone la plus éloignée, non perturbée. La figure 1.8 donne une représentation schématique de ce phénomène.



**Fig. (A.3-6) :** Schéma de la double couche d'eau entourant une particule argileuse  
L'épaisseur de la double couche dépend de la charge de la surface argileuse et de la salinité.

### A.3.4. Conductivité électrique de surface

Les argiles se constituent essentiellement par des minéraux aluminosilicates, qui ont un déficit de charge dû à :

- (1) la substitution d'ions dans la structure du cristal par des ions de différentes valences ;
- (2) les réactions acido-basiques entre la surface des groupes silanol / aluminol et l'eau.

La surface chargée du minéral crée ainsi un champ électrostatique, qui vient perturber la distribution des ions et des molécules polaires de l'électrolyte. Selon leur signe, les anions et cations de l'électrolyte sont repoussés ou attirés par la surface chargée du minéral. Si la charge du minéral est négative (cas des minéraux argileux à pH=7), alors les cations vont venir se placer à proximité de la surface chargée, conservant ainsi la neutralité globale du système. Dans cette zone, appelée zone diffuse, les charges ioniques obéissent à une distribution de Boltzmann, décrivant la diminution progressive de la densité de charge ionique avec la distance à la surface chargée.

Les « counterions ou contre ions » nécessaires pour contrebalancer cette charge déficitaire sont localisés dans cette double couche diffuse « Waxman 1968 ». La présence de ces contre ions protège le champ électrique local produit par la charge déficitaire du minéral argileux et rend le champ électrique statique macroscopique égal à zéro.

Sous l'influence d'un champ électrique macroscopique, lors de l'application d'un champ électrique où un champ résultant de la séparation de charge à l'espace poreux dû au gradient de salinité, les contre ions peuvent se mettre en mouvement via l'eau de surface des particules «Revil et Glover, 1997 ». La conductivité électrique d'un mélange de sable et d'argile saturé devient une combinaison d'une conductivité globale à l'espace poreux interconnecté et d'une conductivité de surface à l'interface eau-grains.

Dans le cas d'une grande résistivité du fluide, l'épaisseur de la couche diffuse augmente et la conduction de surface devient dominante. Celle-ci est alors importante puisqu'on a à faire à des argiles dont la surface spécifique est grande et les pores ont des tailles minimales en comparaison avec la largeur de la double couche diffuse.

Dans le cas de courants alternatifs, outre la conduction électrolytique (conduction des charges électriques dans le liquide interstitiel), les mécanismes mis en jeu à petite échelle sont :

- (a) les transferts de charges ou ions en solution à l'interface électrode/électrolyte (ou encore phénomène de polarisation dit d'électrode) ;
- (b) les interactions physico-chimiques entre les ions en solutions et la surface des minéraux argileux.

La première classe de mécanismes qui n'est pas spécifique aux matériaux argileux est considérée comme un phénomène parasite qu'il convient de minimiser grâce à l'emploi de systèmes dits à 4 électrodes ou à l'utilisation de fréquences adéquate ou bien l'utilisation d'électrodes impolarisables.

Très schématiquement, la seconde classe de mécanismes recouvre à la fois (i) les transferts de charges à la surface des minéraux dans la double couche électrique (i.e. la conduction dite de surface), (ii) les phénomènes de polarisation dus à la redistribution locale des cations compensateurs de la même double couche lorsqu'un champ électrique macroscopique est appliqué (i.e. déformation du nuage de cations de la double couche électrique), (iii) les interactions entre les ions mobiles en solution dans le liquide interstitiel et les cations compensateurs prisonniers dans la double couche, et enfin (iv) les interactions entre la double couche diffuse des argiles et les autres matériaux isolants (quartz, calcite, etc.) présents dans un sol ou une roche argileuse.

Dans ce dernier cas, on parle de polarisation de membrane. En effet, quand on applique un champ électrique, les charges positives traversent facilement la double couche tandis que les charges négatives s'accumulent. On remarque alors la présence d'une membrane sélective à ions. Quand on cesse l'application du champ électrique, toutes les charges retournent à leur position d'équilibre. Par conséquent, un surplus de cations et d'anions se trouve en certains endroits tandis qu'une déficience en d'autres. Ces gradients de concentration en ions empêchent la libre circulation du courant en réduisant la mobilité des ions. Cette réduction de la mobilité est d'autant plus ressentie avec les basses fréquences.

De ce fait, la conduction de surface spécifique  $\Sigma_s$  peut être répartie en deux modes de conductance, une conductance d'électromigration  $\Sigma_s^e$ , et une conductance électro-osmotique  $\Sigma_s^{os}$  «Glover et Revil 1997 ».

$$\Sigma_s = \Sigma_s^e + \Sigma_s^{os} \quad (\text{A.3-3})$$

La conduction surfacique d'électromigration représente l'excès de la conductivité Ohmique à l'intérieur de la double couche électrique.

La conduction électro-osmotique<sup>1</sup> est due à la convection du courant électrique à l'intérieur de la double couche électrique induite par le champ électrique macroscopique E (les forces électriques agissant en excès des ions chargés à l'intérieur de la double couche électrique sont transmises par friction du fluide).

Les deux termes de conduction de surface introduits précédemment peuvent être décrits en utilisant la somme de leurs contributions ioniques.

$$\Sigma_s^e = e \sum_i (Z_i \Sigma_i^e) \quad \text{et} \quad \Sigma_s^{os} = e \sum_i (Z_i \Sigma_i^e) \quad (\text{A.3-4})$$

et par conséquent :

$$\Sigma_i^s = \Sigma_i^e + \Sigma_i^{os} \quad (\text{A.3-5})$$

Les mesures électriques sont, donc, généralement interprétées par des modèles empiriques contenant le terme conductivité de surface comme le modèle classique de «Waxman et Smits 1968» où celui de «Paul W.J et al.2000».

<sup>1</sup> L'électro-osmose désigne le mouvement d'eau entraîné par l'application d'un champ électrique sur un matériau poreux, typiquement argileux, dont le squelette solide est chargé électriquement.

### A.3.5. Relation conductivité électrique CEC

Dans ce qui suit, nous présenterons le mécanisme de conduction électrique d'un mélange sable-argile en relation avec les propriétés de l'argile, la saturation en eau et la conductivité électrolytique tel qu'il est rapporté dans le modèle de Revil et al (1998). Ce modèle s'appuie sur le comportement différent des anions et des cations en relation avec la capacité d'échange cationique.

Ces auteurs ont inclus, dans leur approche, le comportement différent des différents porteurs de charge à savoir les anions et les cations. On spécifie  $t_{(+)}^f$  et  $t_{(-)}^f$  comme la fraction du courant électrique transportée à travers l'électrolyte libre respectivement par les cations et les anions.

Ces paramètres sont appelés «nombre de transport de Hittorf» des cations et des anions dans l'électrolyte libre «Revil et Glover 1997».

$$t_{(\pm)}^f = \mu_{(\pm)}^f / (\mu_{(+)}^f + \mu_{(-)}^f)$$

où  $\mu_{(\pm)}^f$  : mobilités ioniques des ions ( $\text{m}^2 \text{s}^{-1} \text{V}^{-1}$ ) (pour NaCl,  $t_{(+)}^f(\text{Na}^+) = 0.38$ , et pour KCl,  $t_{(+)}^f(\text{K}^+) = 0.50$ ).

De la même façon, nous désignons  $t_{(+)}^s$  et  $t_{(-)}^s$  comme la fraction du courant transportée par les cations et les anions pour la conduction de surface. Ces paramètres sont appelés les nombres de surface de Hittorf des cations et des anions. D'après la définition de ces paramètres nous avons :

$$t_{(+)}^f + t_{(-)}^f = 1 \quad \text{et} \quad t_{(+)}^s + t_{(-)}^s = 1 \quad (\text{A.3-6})$$

On tente, maintenant, de combiner les définitions du nombre de transport de Hittorf avec l'approche du Bussian (1983). Cet auteur a proposé une relation générale entre les propriétés électriques d'une formation sablo-argileuse et les propriétés électriques de la matrice solide et de l'eau d'imbibition (relation valable pour toutes les fréquences).

Dans le cas de basses fréquences sa formule générale peut se réduire à :

$$\sigma = \sigma_f \phi^m \left( \frac{1 - \sigma_s / \sigma_f}{1 - \sigma_s / \sigma} \right) \quad (\text{A.3-7})$$

où

$\phi$  : porosité ;

$\sigma$  : conductivité réelle de la formation ;

$\sigma_f$  : conductivité de l'électrolyte ;

$\sigma_s$  : conductivité des particules d'argiles dispersées.

L'introduction des nombres de transport au modèle de Bussian donne :

$$\sigma = \sigma_{(+)} + \sigma_{(-)} \quad (\text{A.3-8})$$

$$\sigma_{(\pm)} = t_{(\pm)}^f \sigma_f \phi^m \left( 1 - \frac{t_{(\pm)}^s \sigma_s}{t_{(\pm)}^f \sigma_f} \right)^m \left( 1 - \frac{t_{(\pm)}^s \sigma_s}{\sigma_{(\pm)}} \right)^{-m} \quad (\text{A.3-9})$$

Ici,  $\sigma_{(\pm)}$  sont les contributions ioniques à la conductivité électrique macroscopique  $\sigma$ ,  $\sigma_f$  est la conductivité du fluide des pores,  $m$  est l'exposant de cimentation ( $m=3/2$  pour des sphères parfaitement sphériques),  $\phi$  est la porosité du milieu,  $\sigma_s$  est la conductivité de surface, elle est reliée à la conductance spécifique de surface  $\Sigma_s$  ( en siemens) par  $\sigma_s = 2\Sigma_s/R$  où  $R$  est le rayon du grain. Ceci est expliqué par le fait que si on recouvre des grains non conducteurs par une conductivité de surface spécifique  $\Sigma_s$  est exactement équivalent à une augmentation de la conductivité globale par  $2\Sigma_s/R$ .

Pour obtenir une expression analytique de (2) nous utilisons l'approximation :

$$\sigma_{(\pm)} \approx t_{(\pm)}^f * \sigma_f * \phi^m * \left( 1 - \frac{t_{(\pm)}^s * \sigma_s}{t_{(\pm)}^f * \sigma_f} \right)^2 * \left( 1 - \frac{t_{(\pm)}^s * \sigma_s}{\sigma_{(\pm)}} \right)^{-2} \quad (\text{A.3-10})$$

Cette approximation est obtenue en remplaçant  $m$  par une valeur moyenne soit  $m=2$  dans l'équation (3-9) puisque  $3/2 \leq m \leq 5/2$  (gamme généralement observée pour l'exposant de cimentation dans les roches). L'équation (3-10) peut être réécrite comme une équation de second degré de  $\sigma_{(\pm)}$  et qui peut être facilement résolue. Dans la gamme des pH 5-8, on peut supposer que les contre ions de la couche diffuse et de Stern sont principalement des cations « Revil et Glover, 1997 » et donc nous considérons  $t_{(-)}^s = 0$ . Avec cette hypothèse (3-10) devient

$$\sigma_{(+)} = \frac{\sigma_f}{F} \left[ F\xi + \frac{1}{2} \left( t_{(+)}^f - \xi \right) \left[ 1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} + \sqrt{\left( 1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} \right)^2 + \frac{4F\xi}{t_{(+)}^f}} \right] \right] \quad (\text{A.3-11})$$

$$\sigma_{(-)} = \frac{1}{F} (1 - t_{(+)}^f) \sigma_f \quad (3-12)$$

où  $F$  est le facteur de formation électrique qui est définie par « Bussian 1983 » par le rapport :

$$\frac{1}{F} = \sigma_s \xrightarrow{\lim} \left( \frac{\sigma}{\sigma_f} \right) = \phi^m \quad (\text{A.3-13})$$

où  $\xi$  est un paramètre clé définie par :

$$\xi \equiv \frac{\sigma_s}{\sigma_f} = \frac{2\Sigma_s}{R\sigma_f} = \frac{2\phi Z_s \beta_s Q_v}{3(1-\phi)\sigma_f} \quad (\text{A.3-14})$$

$\beta_s$  est une mobilité de surface équivalente pour le processus de conduction électrique de surface,  $Q_v$  est l'excès de charge de surface par unité de volume poral habituellement exprimé en « meq MI<sup>-1</sup>, 1 meq MI<sup>-1</sup> = 96.32\*10<sup>6</sup> C m<sup>-3</sup> dans le SI d'unités où C représente le Coulomb », et  $Z_s$  est la valence du cote ions (cad  $Z_s = 1$  pour Na<sup>+</sup> et  $Z_s = 2$  pour Ca<sup>2+</sup>). Le paramètre  $Q_v$  est relié à la capacité d'échange des cations CEC par « Waxman1958 »

$$Q_v = \rho_g \frac{1-\phi}{\phi} CEC \quad (\text{A.3-15})$$

Ici  $\rho_g$  est la densité des grains ( $\approx 2650$  kg/m<sup>3</sup> pour le quartz et les minéraux argileux)

Les équations (3-11) et (3-12) supposent que la tortuosité correspondant à la migration des anions est donnée par  $F\phi$  (tortuosité de l'espace poreux interconnecté). Pour les cations la situation est différente. Pour des salinités élevées les chemins dominant l'électromigration des cations sont localisés dans l'espace poreux interconnecté et la tortuosité pour le transport des cations et anions est la même. Quand la salinité diminue, les chemins dominant de l'électromigration des cations change de place de l'espace poreux interconnecté vers l'interface grains eau, et par conséquent ils seront sujets aux différentes tortuosités. Cette transition se produit à la salinité correspondant à  $\frac{\xi}{t_{(+)}^f} \approx 1$ , cas  $\sigma_f = \frac{\sigma_s}{t_{(+)}^f}$ .

Pour des salinités faibles de (3-8) et (3-12) et (3-13) nous avons :

$$\sigma = \frac{\sigma_f}{F} \left[ 1 - t_{(+)}^f + F\xi + \frac{1}{2}(t_{(+)}^f - \xi) \times \left( 1 - \frac{\xi}{t_{(+)}^f} + \sqrt{\left( 1 - \frac{1}{t_{(+)}^f} \xi \right)^2 + \frac{4F}{t_{(+)}^f} \xi} \right) \right] \quad (\text{A.3-16})$$

Et pour des salinités élevées, correspondant à  $\xi \ll 1$  nous avons :

$$\sigma = \frac{\sigma_f}{F} [1 + 2(F-1)\xi] \quad (\text{A.3-17})$$

## BIBLIOGRAPHIE

- Amente G., Baker J., and Clive F., 2000. Estimation of soil solution electrical conductivity from bulk soil electrical conductivity in sandy soils. . Soil Sci. Soc. Am.J 64:1931-1939.
- Archie G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Petroleum Transactions of the AIME, volume 146, 54-62.
- Bogardi I., Pesti G., Kalinski R.J., Kelly W.E., 1993. Electrical resistivity measurements to estimate travel times through unsaturated ground water protective layers. Journal of applied geophysics. 30 : 161-173.
- Clay D.E., Chang J., Malo D.D., Carlson C.G., Reese C., Clay S.A., Ellsbury M., Berg B., 2001. Factors influencing spatial variability of soil apparent electrical conductivity. Commun. Soil Sci. Plant Anal., 32 :2993-3008.
- Didier Michot M., 2003 Intérêt de la géophysique de subsurface et de la télédétection multi spectrale pour la cartographie des sols et le suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle intraparcellaire. Thèse de doctorat, Université Paris 6.
- Duba A., Roberts J., and Brian Bonner., 1997. Electrical properties of geothermal reservoir rocks as indicators of porosity distribution. Lawrence Livermore National Laboratory 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. January 27-29, 1997.
- El Omri M., Vieillefon J., 1983. Etude expérimentale de la conductivité globale des sols. Application à l'estimation de leur salinité. Cah. ORSTOM. Sér. Pédol. 2 :91-108.
- Gupta S.C., Hanks R.J., 1972. Influence of water content on electrical conductivity of the soil. Soil Sci.Soc. Am. Proc., 36 : 855-857.
- Jean C.G., Dominique G., Corrélation entre perméabilité hydraulique et conductivité électrique d'une barrière ouvragée. 3<sup>ème</sup> Colloque GEOFCAN, 25-26 septembre 2001 Orléans.
- H. N. MAN and X. D. JING Pore., 2000. Network Modelling of Electrical Resistivity and Capillary Pressure Characteristics. Kluwer Academic Publishers. Transport in Porous Media 41: 263–286, 2000.
- Holt R.M., Niklasson G., Ahlén B., Nettelblad B., 1995. Approximate determination of surface conductivity in porous media. J. Phys. D: Appl. Phys. 28 : 2037-2045.
- Hillhrost M.A., 2000. New dielectric mixture equation for porous materials based on depolarisation factors. Soil Sci. Soc. Am.J. 64 :1581-1587.
- Jeffry P.W., Paul R.H., 2001. Evaluation of the ohm mapper instrument for soil moisture measurement. Soil Sci. Soc. Am.J.
- Kalinski R.J., Kelly W.E., 1993. Estimation water content of soils from electrical conductivity. Geotechnical testing journal, GTJODJ, Vol. 16, pp: 323-329.
- Kalinski R.J., Kelly W.E., 1994. Electrical resistivity measurement for evaluating compacted-soil liners. Journal of geotechnical engineering, Vol. 120, pp: 451-457.
- Larisa Pozdnyakova., 1999. Electrical properties of soils. Ph.D. Thesis. University of Wyoming, Laramie, 175p.
- Larisa Pozdnyakova., 2002. Electrical fields and soil properties. 17<sup>th</sup> WCSS, Thailand. 1558-1558-11
- Lotfi Ait Saadi 2003. Méthodologie de contrôle de l'homogénéité et de la perméabilité des barrières argileuses. Thèse de doctorat INSA Lyon.
- Max H. Hillhrost., 1998. Dielectric characterisation of soil.Ph.D. Thesis. Wageningen Agricultural University., Wageningen, the Netherlands, 141p.
- Montoroi J.P., Bellier G., et Delariviere J.L., Détermination de la relation résistivité électrique teneur en eau au laboratoire. Application aux sols de Tunisie centrale, 1<sup>ier</sup> colloque GEOFCAN, 11-12 sept 1997, Bondy, France, pp 153-159

- Nettelblad B., Niklasson G., 1996. Conductivity of random sphere packings : Effects of size distribution. *Physical Rev*, Vol, 53 : 3864-3866.
- Nettelblad B., Niklasson G., 1994. On the low frequency permittivity of liquid-filled porous media. *Solide state communications*, Vol. 90 :201-204
- Nettelblad B., Niklasson G., 1996. Simple expressions for the dielectric response of suspensions in an electrolyte. *Journal of colloid and interface science*. 181 : 165-168.
- Niklasson G., Nettelblad B., 1995. The effects of salinity on low-frequency dielectric dispersion in liquid-impregnated porous solids. *J. Phy* 7: L619-L624.
- Niklasson G., Nettelblad B., 1996. Effects of microgeometry on the permittivity of impregnated porous media. *J. Phy* 8: 7049-7058.
- Paul W.J.Glover., Malcolm J. Hole., Jaume Pous., 2000. A modified Archie's law for two conducting phases. *Earth and Planetary Science Letters* 180 (2000) :369-383.
- Pierre Lasfargues., 1957. *Prospection électrique par courants continus*. Masson & C<sup>ie</sup>, Editeurs. Paris. 290p.
- Poldini E., 1947. *La prospection électrique du sous-sol*. F. Rouge & C<sup>ie</sup>, S. A., Editeurs Lausanne. 120p.
- Pozdnyakova L., Zhang R., Pozdnyakov A., 1999. Soil water retention and electrical resistivity.
- Revil A., Cathles L.M., Losh S., Nunn J.A., 1998. Electrical conductivity in shaly sands with geophysical applications. *Journal of geophysical research*, Vol. 103 :23925-23936.
- Revil A., Glover P.W.J., 1997. Theory of ionic-surface electrical conduction in porous media. *Physical review*. Vol 55 :1757-1773.
- Rhoades J.D., Nahid A., Manteghi P., Shouse J., Alves W.J., 1989. Estimating soil salinity from saturated soil-paste electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am.*J.53 :428-433.
- Rhoades J.D., Chanduvi F., Lesch S., 1999. Soil salinity assesement. Methode and inerpretation of electrical conductivity measurements. *FAO irrigation and drainage paper* 57: 165p.
- Robain H., Bellier G., Camerlynck C., Vergnaut D., Relation entre résistivité et teneur en eau. Importance des caractéristiques granulométriques, minéralogiques et rhéologiques des sols. 3<sup>ème</sup> Colloque GEOFCAN, 25-26 septembre 2001 Orléans.
- Stephen Razafindratsima 2003. Etude expérimentale de la résistivité complexe des géomatériaux argileux. DEA Université Pierre et Marie Curie, Paris-Sud.
- Telford W., Geldart L., Sheriff R.E., Keys D.A., 1976. *Prospection Géophysique*. ERG Editions.
- Widenshild D., Roberts J.J. and Carlberg E.D., 2000. On the relationship between microstructure and electrical and hydraulic properties of sand-clays mixtures. *Geophys. Res. Lett.*, 27,19, 3085-3088.
- Yves B., Jean-Jacques S., Chutes de pluie et résistivité du sol. Colloque GEOFCAN, 11-12 septembre 1997.
- Zeyad S. A., Craig H.B., Lisa R.B., 1996. Electrical resistivity of compacted clays. *Journal of geotechnical engineering*. Vol. 122, No 5.