

***Contribution à l'étude de la salinité des  
sols et des eaux du système endoréique  
du lac Fetzara (Nord-Est algérien)***

**approche géochimique et évolution spatio-  
temporelle des phénomènes**

**Par DJAMAI Rachid**

M. DAOUD Youcef (Professeur) : Directeur de thèse  
Soutenue le 20 novembre 2007

Devant le jury composé de : M. DJILI Kaddour (Professeur) : Président M. DRIDI Bachir (Maître de  
Conférence) : Examineur M. HAMDANI-AISSA Belhadj (Maître de Conférence) : Examineur



# Table des matières

Dédicace . . .	7
Remerciements . . .	8
ص خ لم . . .	9
Résumé . . .	10
Abstract . . .	11
INTRODUCTION . . .	12
CHAPITRE I. LA GEOCHIMIE DU PHENOMENE DE SALINISATION . . .	15
1. Définitions préalables . . .	15
2. Les processus géochimiques de la salinisation des sols . . .	15
2.1. La précipitation et la dissolution des minéraux . . .	15
2.2. Les phénomènes d'échange dans les sols . . .	21
2.3. Les processus d'oxydo-réduction . . .	24
3. La dynamique des phénomènes de salinisation . . .	27
3.1. Cinétique dans un système hétérogène . . .	27
3.2. Cinétique des processus de précipitation et dissolution des minéraux . . .	28
3.3. Cinétique des processus d'échanges cationiques stricts . . .	28
3.4. Cinétique des processus d'oxydo-réduction . . .	28
3.5. Cinétique des situations de non-équilibre . . .	29
4. Evolution des phénomènes de salinisation dans le cas des sols hydromorphes . . .	29
5. Les modèles géochimiques . . .	30
Conclusion . . .	31
CHAPITRE II. CARACTERISTIQUES DU PAYSAGE . . .	32
1. Situation géographique . . .	32
2. Historique du lac Fetzara . . .	33
3. Géologie et géomorphologie du bassin versant du lac Fetzara . . .	34
3.1. Géologie . . .	34
3.2. Géomorphologie . . .	35
4. Hydrologie et hydrogéologie du lac Fetzara . . .	38
4.1. Hydrologie . . .	38
4.2. Hydrogéologie . . .	40
5. Les sols du lac Fetzara . . .	40
5.1. Les classes de sols . . .	40
5.2. Les principales caractéristiques physico-chimiques des sols . . .	42
6. Occupation des sols du lac Fetzara . . .	42
7. Le climat de la région de Annaba . . .	43
7.1. Le régime thermique . . .	44
7.2. Le régime pluviométrique . . .	44
7.3. L'humidité relative . . .	45
7.4. Les vents . . .	45
7.5. L'évaporation . . .	46

7.6. Synthèse climatique . . .	46
<b>CHAPITRE III. MATERIEL ET METHODES . . .</b>	<b>50</b>
1. Matériel d'étude . . .	50
1.1. Etude des sols . . .	50
1.2. Etude des eaux . . .	50
1.3. Etudes anciennes utilisées . . .	51
2. Méthodes d'étude . . .	51
2.1. Analyses des échantillons au laboratoire . . .	51
2.2. Les outils de traitement des données . . .	52
<b>Chapitre IV. Evolution de l'ETAT DE salinité des sols . . .</b>	<b>56</b>
Introduction . . .	56
1. Les études utilisées . . .	56
2. Les résultats des différentes études . . .	57
3. Evolution temporelle de la salinité . . .	64
Conclusion . . .	65
<b>CHAPITRE V. APPROCHE STATISTIQUE MULTIVARIEE DES DONNEES CHIMIQUES DES SOLUTIONS DE SOLS ET DES EAUX . . .</b>	<b>67</b>
Introduction . . .	67
1. Les solutions de sols . . .	67
1.1. La variabilité de la composition de la solution de sol . . .	67
1.2. La matrice des corrélations . . .	68
1.3. Analyse en Composantes Principales (ACP) . . .	69
2. Les eaux . . .	72
2.1. La variabilité de la composition des eaux . . .	72
2.2. La matrice des corrélations . . .	73
2.3. Analyse en Composantes Principales (ACP) . . .	74
3. Discussion et conclusion . . .	76
<b>Chapitre VI. APPROCHE GÉOCHIMIQUE Des solutions DES SOLS . . .</b>	<b>78</b>
1. Evolution du faciès chimique des solutions de sols . . .	78
2. Diagrammes de concentration . . .	79
3. Alcalinité résiduelle . . .	81
3.1. Alcalinité résiduelle calcite . . .	82
3.2. Alcalinité résiduelle généralisée . . .	83
4. Equilibre entre les solutions des sols et les minéraux . . .	85
4.1. Etat de saturation des solutions avec la calcite . . .	85
4.2. Etat de saturation des solutions avec le gypse . . .	90
5. Discussion et conclusion . . .	92
<b>CHAPITRE VII. APPROCHE GEOCHIMIQUE DES EAUX . . .</b>	<b>94</b>
1. Evolution du faciès chimique des eaux . . .	94
2. Diagrammes de concentration . . .	95
3. Alcalinité résiduelle . . .	97
3.1. Alcalinité résiduelle calcite . . .	98

3.2. Alcalinité résiduelle généralisée . . .	98
4. Equilibre entre les eaux et les minéraux . . .	99
4.1. Equilibre avec la calcite . . .	100
4.2. Equilibre des eaux avec le gypse . . .	103
5. Discussion et conclusion . . .	105
<b>CHAPITRE VIII. SYNTHÈSE ET DISCUSSION des résultats . . .</b>	<b>106</b>
1. Faciès chimique . . .	106
2. Concentrations des éléments solubles . . .	107
2.1. Evolution des cations solubles . . .	107
2.2. Evolution des anions solubles . . .	109
3. Principaux paramètres physico-chimiques . . .	111
4. Alcalinité résiduelle . . .	112
4.1. Alcalinité résiduelle calcite (ARc) . . .	112
4.2. Alcalinité résiduelle généralisée (ARG) . . .	112
5. Equilibres solution-minéraux . . .	113
5.1. Equilibre par rapport à la calcite . . .	113
5.2. Equilibre par rapport au gypse . . .	114
Conclusion . . .	115
<b>CONCLUSION GÉNÉRALE . . .</b>	<b>116</b>
<b>Références bibliographiques . . .</b>	<b>120</b>
<b>ANNEXES . . .</b>	<b>133</b>
Annexes 1 : Sols . . .	133
Annexe 1.1– Bilan de salure des sols du lac Fetzara (06/11/1988 au 12/12/1988). . . .	133
Annexe 1.2 – Faciès chimique des sols du lac Fetzara (06/11/1988 au 12/12/1988). . . .	133
Annexe 1.3 – Bilan de salure des sols du lac Fetzara (02/10/1999 au 10/11/1999). . . .	134
Suite Annexe 1.3 – Bilan de salure des sols du lac Fetzara (02/10/1999 au 10/11/1999). . .	135
Annexe 1.4 – Faciès chimique des sols du lac Fetzara (02/10/1999 au 10/11/1999). . . .	136
Suite Annexe 1.4 – Faciès chimique des sols du lac Fetzara (02/10/1999 au 10/11/1999). . .	137
Annexe 1.5 - Activités des espèces ioniques (Sols - Campagne 1988). . .	139
Annexe 1.6 - Activités des espèces ioniques (Sols - Campagne 1999). . .	140
Annexe 1.7 - Calculs du logarithme des activités des espèces (Sols - Campagne 1988). . .	141
Annexe 1.8 - Calculs du logarithme des activités des espèces (Sols - Campagne 1999). . .	142
Annexe 1.9- Calculs des alcalinités résiduelles (Sols - Campagne1988 . . .	143
Annexe 1.10- Calculs des alcalinités résiduelles (Sols - Campagne 1999) . . .	144
Annexe 1.11 – Calculs des équilibres solution-calcite (Sols- Campagne1988) . . .	145
Annexe 1.12 – Calculs des équilibres solution- calcite (Sols – Campagne 1999) . . .	146
Annexe 1.13 – Calculs des équilibres solution-gypse (Sols- Campagne1988) . . .	147

Annexe 1.14 – Calculs des équilibres solution-gypse (Sols- Campagne1999). . .	148
Annexes 2 : Eaux . .	149
Annexe 2.1 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (09 au 15/12/1990). . .	149
Annexe 2.2 - Classes des eaux du lac Fetzara (09 au 15/12/1990). . .	150
Annexe 2.3 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (17 au 21/10/1992). . .	151
Annexe 2.4 - Classes des eaux du lac Fetzara (17 au 21/10/1992). . .	152
Annexe 2.5 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (24 au 29/05/1993). . .	153
Annexe 2.6 - Classes des eaux du lac Fetzara (24 au 29/05/1993). . .	154
Annexe 2.7 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (14 au 20/03/1998). . .	155
Annexe 2.8 - Classes des eaux du lac Fetzara (14 au 20/03/1998). . .	156
Annexe 2.9 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (02 au 14/10/ 1999). . .	157
Annexe 2.10 - Classes des eaux du lac Fetzara (02 au 14/10/ 1999). . .	158
Annexe 2.11– Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (07/04/2000). . .	159
Annexe 2.12 - Classes des eaux du lac Fetzara (07/04/2000). . .	160
Annexe 2.13 – Activités des espèces ioniques des eaux . .	161
Suite Annexe 2.13 – Activités des espèces ioniques des eaux . .	162
Suite Annexe 2.13 – Activités des espèces ioniques des eaux . .	164
Annexe 2.14 – Calculs du logarithme des activités des espèces ioniques des eaux . .	165
Suite Annexe 2.14 – Calculs du logarithme des activités des espèces ioniques des eaux . .	166
Suite Annexe 2.14 – Calculs du logarithme des activités des espèces ioniques des eaux . .	168
Annexe 2 .15 – Calculs des alcalinités résiduelles des eaux. . .	169
Suite Annexe 2.15 – Calculs des alcalinités résiduelles des eaux. . .	170
Annexe 2.16 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = +9,76). . .	171
Suite Annexe 2.16 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = +9,76). . .	172
Annexe 2.17 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = -8,37). . .	173
Suite Annexe 2.17 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = -8,37). . .	174
Annexe 2.18 – Calculs des équilibres solution-gypse des eaux (logKps gypse = -4,85). . .	175
Annexe 2.18 – Calculs des équilibres solution-gypse des eaux (logKps gypse = -4,85). . .	176

## Dédicace

*Je dédie ce travail A Mon père et ma mère, Ma femme Nabila, Et mes enfants Nadir, Zahra et Chaïma.*

## **Remerciements**

Ce travail de thèse n'aurait pu voir le jour sans la collaboration de nombreuses personnes qu'il m'est particulièrement très agréable de remercier.

Mr DAOUD Youcef, Professeur et Directeur de l'INA d'Alger, a dirigé cette thèse et a assuré ma formation scientifique. Je tiens à lui exprimer toute ma reconnaissance pour m'avoir fait confiance pour ses conseils avisés, le temps qu'il a consacré pour suivre et orienter mes recherches ainsi que ses vastes connaissances et sa grande expérience dans le domaine de la géochimie des sols salés dont il m'a fait profiter. Il a été mon éternel encadreur, depuis l'Ingéniorat en passant par le Magister. Je le remercie vivement pour toutes les années qu'il m'a consacrées, pour ses encouragements et surtout pour l'amitié qu'il m'a prodigué.

Mr VALLES Vincent, Professeur à l'Université d'Avignon, sincèrement je n'ai pas de mots forts pour le remercier. Il a été à l'origine de l'orientation scientifique de ce travail et s'est engagé sans conditions pour assurer le traitement des données sur le logiciel «AQUA» en un temps record. Je le remercie très vivement pour sa précieuse collaboration. Je tiens également à lui exprimer toute ma gratitude pour m'avoir fait profiter de ses réflexions scientifiques, en particulier sur la modélisation numérique, soit à travers ce travail ou sur son site internet. Je lui serais toujours redevable

Mr DJILI Kaddour, Professeur à l'INA d'Alger, m'a fait l'honneur de présider le jury de thèse. Je voudrais lui témoigner ma sincère reconnaissance et le remercier vivement de l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Mr HAMDI-AISSA Belhadj, Maître de Conférence à l'Université de Ouargla, a accepté de participer en tant que membre examinateur du jury pour juger ce travail. Je tiens à lui exprimer mes vifs remerciements.

Mr DRIDI Bachir, Maître de Conférence à l'INA d'Alger, a accepté d'évaluer ce travail en tant que membre examinateur du jury. Je le remercie vivement.

Mr TAHAR Ali, Professeur à l'Université de Annaba et Directeur du Laboratoire de Biologie Végétale et Environnement, je lui suis très reconnaissant pour ses encouragements, ses orientations et son soutien matériel et moral incessants.

Mr SOLTANI Noureddine, Professeur à l'Université de Annaba et Directeur du Laboratoire de Biologie Animale, je le remercie infiniment pour ses encouragements et ses conseils.

Je tiens également à remercier profondément l'ensemble des collègues et amis du Laboratoire de Biologie Végétale et Environnement de l'Université de Annaba, pour les conseils et les services qu'ils m'ont apportés, leurs encouragements et surtout leur amitié qu'il m'ont témoignée, je citerais en particuliers : Mr. LAIFA A., Mr. FADEL D., Mr. BENSLAMA M., Mr. de BELAIR G., Mme SERIDI R., Mr. BOUGHEDIRI L., Mr. BRINIS L., Mr. BOUDELAA M., Mme BEDDIAR A., Mme BORDJIBA O., Mme SERADJ M., Mme BOUZERAA M., Mme BEKHOUCHE F., Mr KHOULADI M et Mr. NASRI H.

Enfin, je remercie affectueusement toute ma famille, en particuliers mes parents, ma femme Nabila et mes enfants qui n'ont cessé de me soutenir durant toutes ces dernières années.



## ص خ لم

مساهمة في الدراسة لملوحة التربة و الماء في النظام مغلق المياه لبحيرة فزارة ( شمال شرقي الجزائر ) الطريقة  
الجيوكيميائية و التطور الفضائي الزماني لتظواهر

هذه الدراسة تعين المكونات الجيوكيميائية التي ترافق مدلول التربة و المياه لبحيرة فزارة (عنابة) التي تعتبر منطقة متأثرة بظاهرة الملوحة. تحت تأثير التبخر، تتركز المحاليل و لكن مختلف العناصر الكيميائية لا تتطور نسبيا مع عامل التركيز. ترسبات الكالسيت و الجبس مع التبادل الأيوني بين السطوح و معقد الإدمصاص تكفي لشرح السلوك الجيوكيميائي للمحاليل.

الواجهة الكيميائية السائدة لمطول التربة تتطور نحو نوع كلور - صودي بينما الخاصة بالمياه هي الأكثر تحقيدا بسبب التنوع الكبير و بالتالي تتطور من واجهة كبريتات مزدوجة ثم كلور - صودية نحو كلور - كلسية و يسمى طريق الملوحة المحايد.

(ARC-g) و القوية المتبقية كالسيت + جبس (ARC) في التربة و المياه القوية المتبقية للكالسيت

تكونان قليلا موجبتان في البداية لتصبحا من بعد سائتان تماما ، هذا التغير في الإشارة راجع إلى الزيادة في الكالسيوم المحرر من طرف معقد الإدمصاص بعد تثبيته العناصر الأخرى الأساسية ( الصوديوم ، المغنيزيوم ، البوتاسيوم ).

دراسة توازنات المحاليل مع الكالسيت و الجبس تبين أن في المجموع المحاليل ( مياه و تربة ) هي في توازن مع الكالسيت. فيما يخص التسبع مع الجبس حيث ترسباته مراقبة بالكالسيوم و الكبريتات، محاليل التربة تتميز بمجموعة أولى من النقاط غير مشبعة، بينما المجموعة الثانية في توازن. عينات المياه في معظمها غير مشبعة بالنسبة للجبس.

بالتوازي مع الطريقة الجيوكيميائية ، قمنا بدراسة في اتجاه تطور ملوحة تربة بحيرة فزارة انطلاقا فقط من قياسات الناقلية الكهربائية بالأخذ بعين الاعتبار أهم الأعمال التي أنجزت في مدة تقارب 50 سنة .

النتائج تبين وجود ديناميكية التي تذهب في اتجاه إزالة الملوحة من التربة بطريقة طبيعية مع انخفاض محسوس للناقلية الكهربائية.

الكلمات المفتاحية : الملوحة، التربة، جيوكيمياء، قوية متبقية، كالسيت، جبس، فزارة.

## Résumé

Ce travail traite des mécanismes géochimiques qui contrôlent les solutions de sols et des eaux du lac Fetzara (Annaba). Cette région est affectée par le phénomène de salinisation. Sous l'effet de l'évaporation, les solutions se concentrent, mais les différents éléments chimiques n'évoluent pas proportionnellement au facteur de concentration. Les précipitations de calcite et du gypse associées aux échanges ioniques entre la solution et le complexe adsorbant ont été suffisantes pour expliquer le comportement géochimique des solutions.

Le faciès chimique dominant des solutions de sols, évolue vers un type chloruré-sodique ; alors que celui des eaux est plus complexe à cause de leur grande variabilité, en effet, elles évoluent depuis un faciès sulfaté mixte puis chloruré-sodique vers un chloruré-calcique, c'est la voie saline neutre.

Dans les sols et les eaux, l'alcalinité résiduelle calcite (ARc) et l'alcalinité résiduelle calcite +gypse (ARc+g) sont légèrement positives au départ pour devenir franchement négatives par la suite, cet inversement du signe est dû à l'apport de  $\text{Ca}^{++}$  libéré par le complexe argilo-humique après fixation des autres cations majeurs ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{K}^+$ ).

L'étude des équilibres des solutions avec la calcite et le gypse, montre que dans l'ensemble les solutions (sols et eaux) sont en équilibre avec la calcite. En ce qui concerne la saturation avec le gypse dont la précipitation est contrôlée par  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$ , les solutions de sols présentent un premier groupe de points sous-saturé alors que le second est en équilibre. Les échantillons d'eaux sont pratiquement dans leur totalité sous-saturés par rapport au gypse.

Parallèlement à l'approche géochimique, une étude sur la tendance à l'évolution de la salinité globale des sols du lac Fetzara à partir uniquement de mesures de conductivité électrique a été menée, en tenant compte des principaux travaux réalisés sur une période de près de 50 ans. Les résultats ont révélé l'existence d'une dynamique qui va dans le sens d'une désalinisation naturelle des sols avec une diminution très sensible de la conductivité électrique.

**Mots clés :** salinité, sols, eaux, géochimie, alcalinité résiduelle, calcite, gypse, Fetzara.

---

## Abstract

Contribution to the study of the salinity of soils and waters of the endoreic system of the lake Fetzara (Algerian Northeast). *Geochemical approach and spatio-temporal evolution of the phenomena.*

This study treats geochemical mechanisms which control the solutions of soils and some waters of the lake Fetzara (Annaba), which is a site affected by the phenomenon of salinization. Under the influence of the evaporation, the solutions concentrate, but the various chemical elements do not evolve proportionally in the factor of concentration. The precipitation of calcite and gypsum associates in the ionic exchanges between the solution and the adsorbant complex were sufficient to explain the geochemical behavior of the solutions.

The chemical facies dominating solutions of soils, evolves towards a chlorurated sodic type ; while that the waters is more complex because of their big variability, indeed, they evolve since a mixed sulphated facies then chlorurated sodic towards chlorurated calcic, it is the neutral salt way.

In soils and waters, residual alkalinity calcite (ARc) and the residual alkalinity calcite+gypsum (ARc+g) are slightly positive at first to become openly negative afterward, this conversely of the sign is due to the contribution of that  $\text{Ca}^{++}$  freed by the argilo-humic complex after fixation of the other cations major ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  and  $\text{K}^+$ ).

The study of the balances of the solutions with the calcite and the gypsum, show that on the whole the solutions (soils and waters) are in balance with the calcite. As regards the saturation with the gypsum the haste of which is controlled by that  $\text{Ca}^{++}$  and  $\text{SO}_4^{--}$ , the solutions of soils present a first under-saturated group of points while the second is in balance. The samples of waters are practically in their totality under-saturated with regard to the gypsum.

At the same time as the geochemical approach, a study on the tendency to the evolution of the global salinity of the soils of the lake Fetzara to leave only measures of electrical conductivity was led, by taking into account main works realized over a period of about 50 years. The results revealed the existence of a dynamics which goes to the sense of a natural desalinization of soils with a very sensitive decrease of the electrical conductivity.

**Key words :** salinity, soils, geochemistry, residual alkalinity, calcite, gypsum, Fetzara.

# INTRODUCTION

La salinisation est un processus d'accumulation de sels solubles à la surface du sol et dans la zone racinaire (Cheverry, 1995). Le phénomène de salinisation est souvent accompagné par la sodisation du complexe adsorbant (Cheverry et Robert, 1998). La salinisation et la sodisation peuvent provoquer des effets nocifs sur le sol et sur les végétaux, il peut s'en suivre une diminution des rendements des cultures, et à terme, une stérilisation du sol qui peut engendrer une disparition du couvert végétal (Cheverry, 1995 ; Saidi et *al.*, 2004).

Les sols affectés par les sels solubles et/ou le sodium échangeable sont généralement appelés des sols halomorphes, salsodiques ou salés (Aubert, 1975 ; Aubert, 1983 ; Loyer, 1991). L'USSL (1954), identifie trois catégories de ces sols, les sols salés, les sols salés à alcalis et les sols à alcalis. L'appellation de sols salés que nous utilisons dans ce document, est généralement utilisée pour les sols affectés par les sels solubles et/ou le sodium échangeable (Djili et Daoud, 2000 ; Saidi et *al.*, 2004).

Les facteurs de la formation des sols salés sont nombreux et essentiellement de deux natures, ils nécessitent un climat évaporant et la présence d'une source de sels solubles (Hamdy et *al.*, 1995). Le phénomène de salinisation peut se produire lors de la formation des sols, il s'agit alors de la salinisation primaire, ce phénomène se produit par la libération de sels solubles lors de l'altération des roches ou par des apports naturels externes (intrusion d'eau salée ou submersion des terres basses dans les régions côtières ou encore la remontée d'une nappe phréatique salée). Les activités humaines réalisées par des pratiques agricoles inappropriées telles que les irrigations à l'eau salée sans drainage, provoquent une salinisation secondaire des sols (Lacharme, 2001 ; Djili et *al.*, 2003).

Les problèmes de salinisation et de sodisation des sols ont été signalés un peu partout dans le monde, particulièrement, là où il y a eu l'introduction et le développement des systèmes irrigués pour la mise en valeur des sols (Bertrand et *al.*, 1993 ; Badraoui et *al.*, 1998 ; N'Diaye et Guindo, 1998 ; Hachicha, 1998). Plus de 20 % des terres cultivées sur le globe terrestre, seraient aujourd'hui affectées à des degrés de dégradation variables par ces problèmes (Tyagi, 1996). Si les effets de la salinisation et de la sodisation sur les propriétés des sols et des cultures sont connus, les connaissances des mécanismes, relevant d'un ensemble de processus physico-chimiques, restent insuffisantes pour mener un diagnostic précis et pour évaluer les risques (Cheverry et Robert, 1993).

Dans les régions sèches du bassin méditerranéen, notamment au Maghreb, le climat rend souvent l'irrigation nécessaire à toute mise en cultures (Daoud et Halitim, 1994 ; Djili et *al.*, 2003). Les quantités importantes de sels dissous apportées par les eaux d'irrigation peuvent s'accumuler dans le sol et réduire le développement des plantes (Salim et Tessier, 1998 ; Ouardi, 2006). En effet, la présence de sels dans le sol, oblige les végétaux à exercer une force de succion pour prélever l'eau, supérieure à celle qui est utilisée par le sol pour retenir cette eau, c'est l'effet osmotique (Debez et *al.*, 2001). La présence de sels dans un sol se traduit par une diminution de la disponibilité de l'eau, elle est d'autant plus importante que la salinité du sol est assez forte. Les effets de la salinité des sols sur la disponibilité de l'eau sont comparables à ceux de la sécheresse, car toutes les deux provoquent un déficit

---

hydrique et entraînent une diminution de la croissance des végétaux (Ben Naceur et *al.*, 2001 ; Mezni et *al.*, 2002).

En Algérie, de nombreux travaux ont été réalisés sur les sols salés des régions sèches (Halitim, 1988 ; Daoud, 1993 ; Saïdi et *al.*, 2004 ; Djili et *al.*, 2003). En zones humides, peu de travaux ont été consacrés à ces sols (AJCI, 1985 ; Djamai, 1993 ; Djamai et *al.*, 2006b).

Toutes les études hydrauliques et pédologiques effectuées sur la région du lac Fetzara montrent que les causes qui limitent la mise en valeur agricole de la zone sont l'hydromorphie, la réaction et l'irrégularité des pluies, et surtout la salinité (AJCI, 1985 ; Djamai, 1993 ; Djamai et *al.*, 2006a ; Djamai et *al.*, 2007). En effet, cette région constitue un système quasi endoréique, légèrement ouvert, mais les sorties du système sont difficiles, ce qui provoque l'accumulation de l'eau et des sels solubles. C'est donc un milieu tampon qui amortit les fortes variations de débit et de composition de ses affluents, donnant ainsi des informations sur un fonctionnement moyen sur plusieurs années.

Les recherches sur la salinisation des sols sont menées à plusieurs échelles, du périmètre irrigué à la particule argileuse, avec des approches variées (approche spatialisée, bilans de sels, étude des processus, étude des états de dégradation) et de multiples outils sont mis en œuvre (télédétection, système d'information géographique, modèles numériques, outils analytiques). Malgré les nombreux travaux sur le sujet, il subsiste pourtant encore de fortes incertitudes aujourd'hui sur la manière d'évaluer et de prédire la salinisation des sols irrigués (Lesch et *al.*, 1995 ; Lahlou et *al.*, 2002). Les indicateurs utilisés pour la caractérisation des états dégradés divergent selon les études, et les prévisions quant à l'évolution des sols à moyen et long terme sont controversées (Cheverry et Robert, 1998 ; Condom, 2000).

Trois raisons peuvent être avancées pour expliquer ces états. La première est liée à la complexité du phénomène ; en effet, la salinisation est la résultante de plusieurs mécanismes qui se produisent dans les sols. Parmi eux, il faut signaler les processus de transfert d'eau et de solutés, les processus géochimiques, les processus biochimiques (Condom, 2000 ; Barbiéro et *al.*, 2001 ; Dicko et *al.*, 2002 ; Paris-Angueta, 2004 ; Grimaldi, 2004). Ils ont été individuellement très étudiés, mais la compréhension de leurs interactions reste très approximative. La seconde raison est liée à la grande variabilité des manifestations du phénomène de salinisation, les processus en interaction sont également dépendants des facteurs extérieurs, qui dans le cas des sols cultivés, sont très variables dans le temps et dans l'espace (Tessier et *al.*, 1996 ; Walter, 2002 ; de Condappa, 2005). En conséquence, l'évolution de la salinisation sera spécifique du milieu et des échelles de temps et d'espace étudiées. Cela rend difficile le transfert des résultats d'un contexte à un autre. La troisième raison est davantage d'ordre méthodologique, les investigations nécessaires pour caractériser dans le temps ce phénomène et les facteurs du milieu qui le provoquent sont lourdes et coûteuses (Tabet et *al.*, 1998 ; Chaudhry et *al.*, 1998 ; Cheverry et Bourrié, 2003).

L'objectif de ce travail réalisé sur un système endoréique qui est celui du lac Fetzara, est d'étudier à partir d'une approche géochimique, certains processus responsables de l'état chimique actuel des sols et de la qualité des eaux de nappes et de surface. Les mécanismes majeurs étudiés et contribuant directement à l'évolution de la salinisation du milieu sont les alcalinités résiduelles calcite et calcite+gypse, ainsi que les processus de changement de phases (précipitation-dissolution de minéraux alcalins et échanges cationiques). Les travaux de caractérisation du phénomène d'échanges cationiques dans les sols irrigués affectés par la salinité sont peu nombreux, particulièrement dans les sols hydromorphes (Mtimet et Hachicha, 1995 ; Kirk, 2004). En effet, la submersion des sols pendant plusieurs

mois de l'année entraîne l'apparition du processus d'oxydo-réduction qui, en modifiant les caractéristiques chimiques du milieu peut indirectement avoir un impact sur la salinisation (Génin et *al.*, 1998 ; Favre, 2000). Pour tenter de caractériser les processus géochimiques majeurs pouvant contribuer à la salinisation des sols du Fetzara, il sera fait appel à l'utilisation d'un logiciel de modélisation « AQUA » qui permet de prédire quantitativement les variations des principaux éléments dans une solution (Vallès et de Cockborne, 1992). La même démarche sera adoptée également pour les eaux de nappes et de surface du lac ; à titre indicatif, ces eaux sont utilisées dans l'irrigation des cultures et même dans l'alimentation en eau potable. D'autre part, parallèlement à l'approche géochimique, une étude de synthèse de plusieurs travaux pédologiques effectués sur une période de près de 50 ans, est menée afin suivre la tendance à l'évolution spatio-temporelle de la salinité des sols sur ce site.

Ce document est structuré en huit chapitres qui sont les suivants :

- Dans le premier chapitre, il sera présenté l'état des connaissances actuelles sur les sols salés, ainsi que les fondements théoriques des processus géochimiques et leur application dans le cas de la salinisation des sols.
- Le second chapitre présentera la zone d'étude, en insistant sur les caractéristiques principales du paysage, en particulier le climat de la région avec le caractère saisonnier des variations de la pluviométrie et de l'évaporation qui peuvent contribuer à l'accentuation du phénomène de salinisation.
- Dans le troisième chapitre, il sera question du matériel et des méthodes d'étude, dans lequel sera présenté les travaux effectués sur les sols et les eaux du lac Fetzara, les campagnes d'échantillonnage, les techniques analytiques et les outils de traitement des données.
- Le quatrième chapitre traitera de la tendance à l'évolution de la salinisation des sols du lac Fetzara sur une période de 50 ans, en tenant compte de toutes les principales études effectuées sur le site.
- Le chapitre cinq utilisera une approche statistique à partir d'une analyse en composantes principales (ACP) afin de déterminer les différentes sources de variabilité de la chimie des solutions de sols et des eaux et de hiérarchiser les différents processus géochimiques qui prédominent dans ce milieu.
- Les chapitres six et sept présenteront respectivement les études sur les approches géochimiques des solutions de sols et de eaux, en utilisant le modèle « AQUA » qui tentera d'expliquer l'évolution de la salinité du Fetzara à partir de certains processus géochimiques particulièrement l'alcalinité résiduelle et les équilibres solution-minéraux.
- Le chapitre huit sera consacré à une synthèse avec discussion des résultats sur l'interaction sol-eau, en tenant compte des différents processus géochimiques déterminés et impliqués dans la salinisation.
- Enfin, le document sera finalisé par une conclusion générale et les perspectives.

# CHAPITRE I. LA GEOCHIMIE DU PHENOMENE DE SALINISATION

## 1. Définitions préalables

Les définitions des termes relatifs au mécanisme général de la salinisation des sols sont multiples (Tabet, 1999). Dans cette étude, la salinisation sera considérée comme le processus général regroupant trois grands types de phénomènes, la salinisation neutre, la salinisation alcaline ou alcalinisation et la sodisation. Ces trois mécanismes peuvent apparaître lorsque la solution du sol se concentre. Le faciès chimique de cette dernière détermine alors la voie empruntée, soit la voie saline neutre, soit la voie alcaline. La sodisation est une résultante de ces deux dernières et traduit le phénomène de fixation d'ions sodium sur le complexe adsorbant du sol (Amrhein et Suarez, 1990). Les états résultants de ces processus de salinisation neutre, d'alcalinisation et de sodisation sont qualifiés de salés, d'alcalins et de sodiques (Baize et Girard, 1995).

La salinisation peut affecter des milieux naturels sans qu'il y ait intervention directe de l'homme, il s'agit de la salinisation primaire. Elle peut aussi être une résultante de pratiques agricoles et d'irrigation sur des sols cultivés, il s'agit alors de salinisation secondaire (Boivin et *al.*, 1998 ; Hatira et *al.*, 2005). Les pratiques d'irrigation agissent comme catalyseur du phénomène naturel de concentration lorsque les quantités de sels apportées par l'eau d'irrigation dans un sol ou un périmètre sont supérieures à celles qui sont exportées. Indirectement, en provoquant la remontée de nappe, elles accentuent aussi les remontées de sels des horizons profonds (Cheverry et Robert, 1998 ; M'Hiri et *al.*, 1998 ; Djili et *al.*, 2003).

La salinisation est une résultante globale de plusieurs processus géochimiques et hydrologiques qui se produisent dans les sols. Ces processus dépendent de l'environnement physique et bio-géo-chimique, et des pratiques hydro-agricoles (Aubert, 1983 ; Hamdi-Aissa, 2001).

## 2. Les processus géochimiques de la salinisation des sols

Le sol est un système hétérogène, car il comporte plusieurs phases qui réagissent par leur surface de contact. Les réactions géochimiques sont des réactions hétérogènes entre une solution et une phase solide. Trois réactions de changement de phase peuvent contribuer au mécanisme de salinisation, ce sont les réactions de précipitation-dissolution des minéraux, les réactions d'échanges cationiques et les réactions d'oxydo-réduction (Condom, 2000).

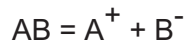
### 2.1. La précipitation et la dissolution des minéraux

---



### 2.1.1. Le concept d'équilibre solution-minéraux

La dissolution d'un minéral de composition AB se fait selon la réaction :



Il est possible de calculer le produit ionique Q de la solution à partir de la relation suivante :

$$Q = [A^+] \cdot [B^-] \quad (1)$$

Le produit ionique (1) ainsi obtenu peut être comparé au produit de solubilité Ks (T, P) du minéral AB. Le produit de solubilité est une constante thermodynamique à température (T) et pression (P) constantes (Droubi et *al.*, 1976 ; Vallès et *al.*, 1989 ; Vallès, 2007). Trois possibilités peuvent se présenter (figure 1.1) :

- $Q > K_s(T, P)$  : la solution est sur-saturée, les éléments A et B vont s'associer pour former un minéral solide AB. Les concentrations et donc les activités de A et B vont diminuer de manière à ce que Q diminuera également. Le minéral AB précipite plus ou moins rapidement selon des considérations cinétiques.
- $Q < K_s(T, P)$  : la solution est sous-saturée, si le minéral AB est en contact avec la solution qui va le dissoudre. La masse du minéral solide diminuera alors que les concentrations et les activités de A et B augmenteront. Le produit ionique Q augmentera également.
- $Q = K_s(T, P)$  : la solution est en équilibre thermodynamique avec le minéral AB, dans ce cas le minéral n'est ni dissous, ni précipité par la solution.

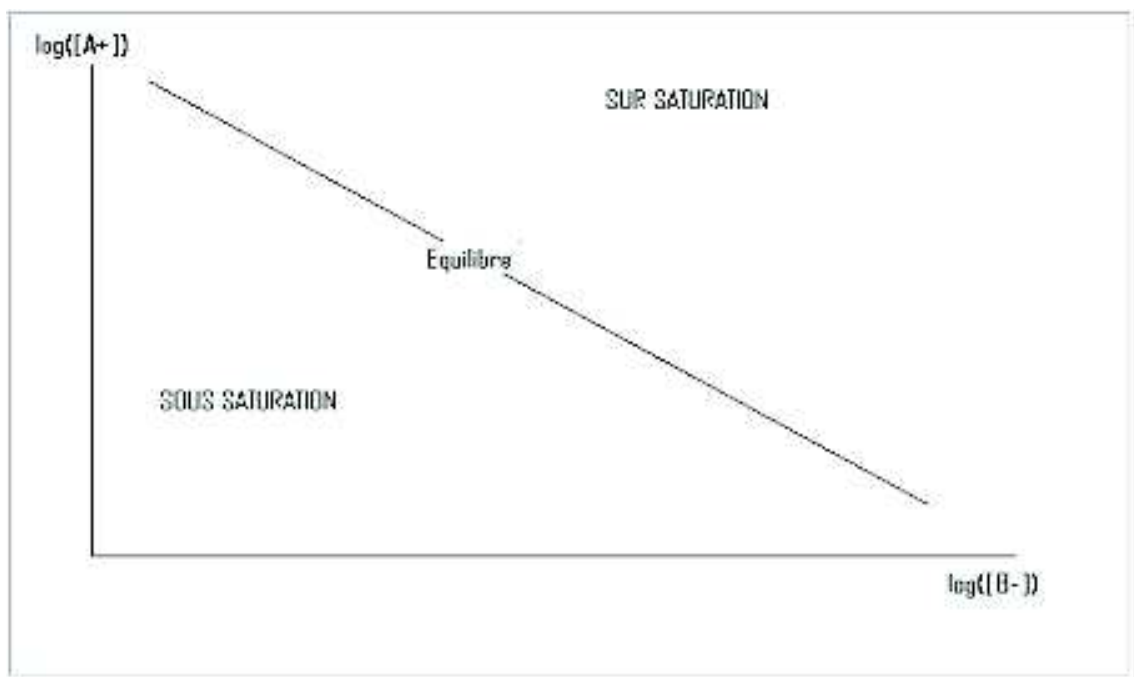


Figure 1.1. Diagramme d'équilibre solution-minéraux

(Vallès, 2007).

Dans un diagramme  $\log [A^+]$  versus  $\log [B^-]$ , l'équilibre entre la solution et le minéral s'écrira comme suit :



$$\log Q = \log (K_s (T,P)), \text{ soit : } \log [A^+] + \log [B^-] = \log (K_s (T,P))$$

L'équilibre est donc représenté par une droite de pente -1. Cet équilibre induit une relation entre les activités de A et de B. Leur produit étant constant, ces activités ne peuvent croître simultanément. Si l'une d'elle augmente, l'autre doit diminuer afin que le produit reste constant (figure 1.1).

### 2.1.2. La concentration de la solution

Lorsqu'une solution est soumise à l'évaporation, son volume se réduit et la concentration de tous les éléments dissous qu'elle contient augmente. D'une manière générale. Ce qui suit s'applique aussi à l'évolution des concentrations liée à une durée de contact croissante entre la solution et les minéraux en présence, favorisant l'augmentation de la minéralité de la solution (Barbiéro, 1994 ; Alkattan, 1996 ; Vallès et al., 1997 ; Rieu et al., 1998). Cette évolution ne peut continuer une fois l'équilibre atteint. En effet, dès que l'équilibre est atteint, le produit des activités reste constant. Si l'activité de l'un des deux éléments augmente, l'autre doit diminuer (figure 1.2).

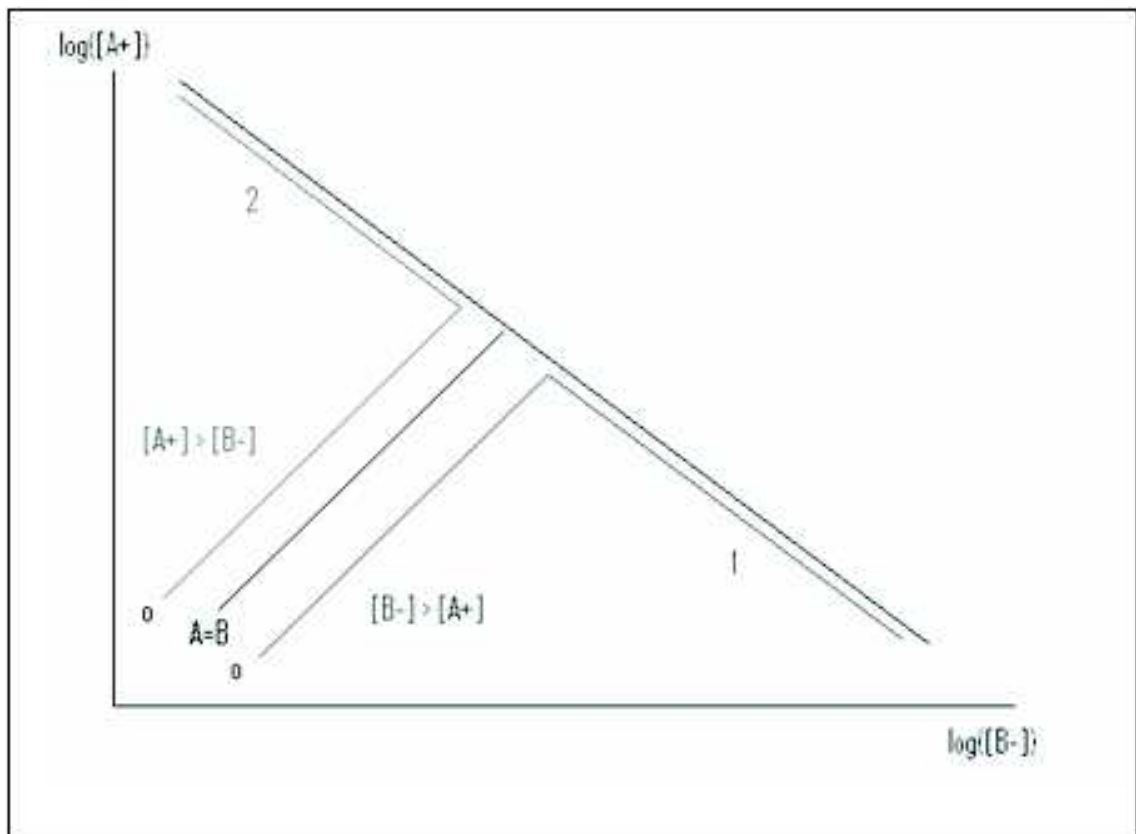


Figure 1.2. Représentation de la loi du «T»

(Vallès, 2007).

Trois possibilités peuvent être rencontrées (Vallès, 2007) :

- A > B (en C+/I, c'est-à-dire en charge ou équivalents) : si les solutions continuent à se concentrer après que l'équilibre ne soit atteint, alors l'activité de A continue à augmenter, mais moins rapidement que lors de la phase de sous-saturation, car une

partie des éléments A dissoute participe à la précipitation du minéral AB et est retirée de la solution. L'activité de B diminue.

- $A < B$  (en C+l) : si les solutions continuent à se concentrer après que l'équilibre ne soit atteint, alors l'activité de B continue à augmenter et l'activité de A diminue.
- $A = B$  (en C+l) : les concentrations en A et B restent stables lors de la précipitation du minéral AB. Cette situation demeurera tant qu'aucun autre minéral contenant soit l'élément A ou l'élément B ne précipite à son tour.

Le Facteur de Concentration (FC) est généralement défini comme étant le rapport entre le volume initial de la solution ( $V_i$ ) et le volume final ( $V_f$ ),  $FC = V_i / V_f$ . Il est alors possible de représenter l'évolution des concentrations des différents éléments en fonction du  $\log(FC)$ , par exemple dans le cas où  $B > A$  (figure 1.3).

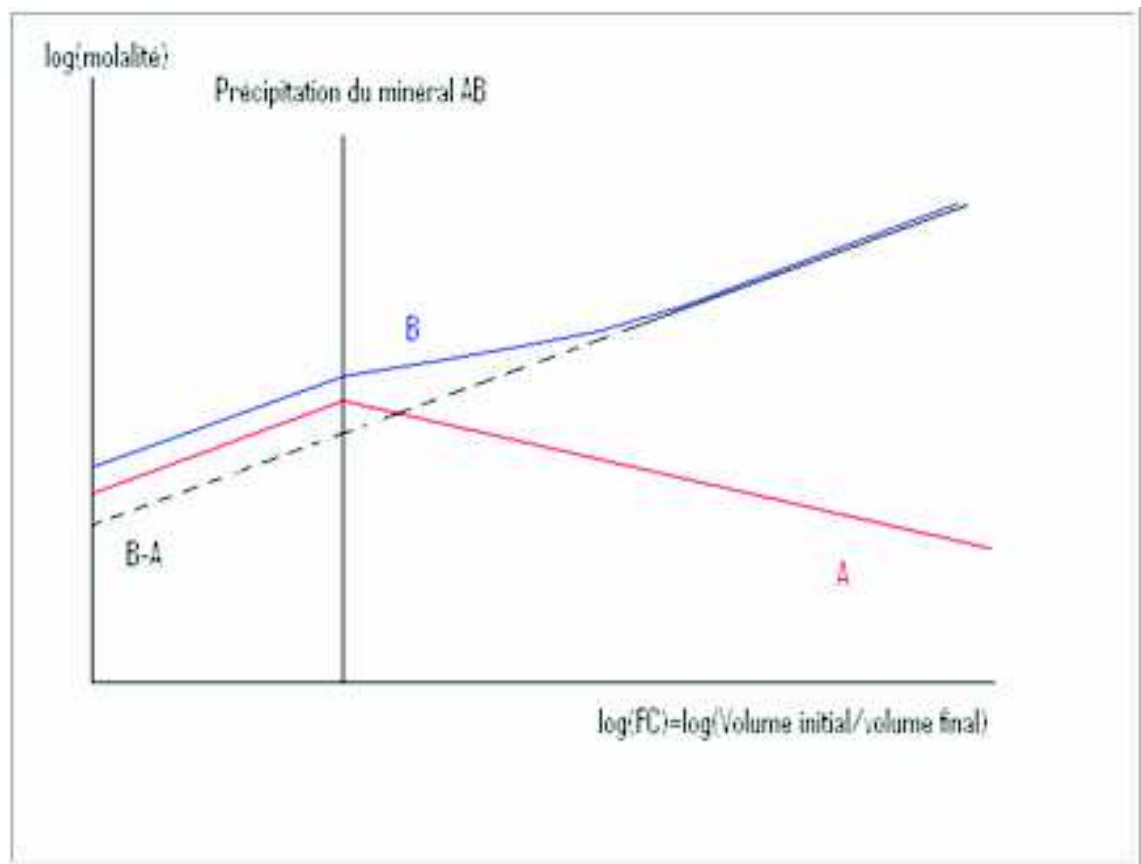


Figure 1.3. Evolution des concentrations des éléments en fonction de FC (Vallès, 2007)

### 2.1.3. L'alcalinité résiduelle

La prévision de la forme ionique dont l'activité va croître ou diminuer s'effectue par analyse de l'alcalinité résiduelle (Van Beek et Van Breemen, 1973 ; Droubi et *al.*, 1978 ; Barbiéro et *al.*, 2001). Dans les sols, lors de la concentration des solutions, des minéraux sont susceptibles de précipiter, ce qui modifie la composition des solutions. Les précipités les plus communs sont la calcite, la silice amorphe, le gypse et les minéraux argileux (Appelo et Postma, 1993 ; Hachicha et *al.*, 1997 ; Condom, 2000).

Dans les bassins alluvionnaires, il a été remarqué que les solutions pouvaient être, selon les cas, contrôlées par la précipitation de la calcite, du gypse et de silicates magnésiens proches de la sépiolite et de l'illite (Condom et *al.*, 1999). Lorsque la solution se concentre, la calcite et la sépiolite précipitent, contribuant au contrôle de l'alcalinité et des molarités en calcium et magnésium qui ne peuvent augmenter simultanément. Rappelons que l'alcalinité se définit comme la somme des cations pouvant accepter des protons (Bourrié, 1976 ; Marlet, 1996). Dans les milieux alcalins, l'alcalinité peut se réduire à l'alcalinité carbonatée (Vallès, 1985 ; Zougari, 1996). Dans une solution, elle se calcule alors classiquement par différence, exprimée en équivalents des cations et des anions non carbonatés (Condom, 2000).

Lors du phénomène de concentration de la solution du sol, si la somme des équivalents de calcium et magnésium est supérieure à l'alcalinité dans la solution de départ, l'alcalinité décroît et les molarités en calcium et en magnésium augmentent à un rythme inférieur à celui du facteur de concentration. L'évolution chimique qui en découle correspond à la voie saline neutre de la salinisation (Cheverry, 1974 ; Servant, 1986 ; Vallès et *al.*, 1997 ; Condom, 2000 ; Djamai et *al.*, 2006b).

Dans une situation inverse, l'alcalinité augmente et les molarités en calcium et en magnésium diminuent. L'évolution ultérieure du sol suit alors la voie alcaline de la salinisation ou alcalinisation. Pour prédire l'évolution de la composition chimique d'une solution, le concept d'alcalinité résiduelle est utilisé (Condom, 2000). L'alcalinité résiduelle AB se définit comme la différence entre les équivalents de A et les équivalents de B présents dans la solution. Si l'on considère le cas de la précipitation de la calcite, l'alcalinité résiduelle calcite (Van Beek et Van Breemen, 1973 ; Barbiéro et Vallès, 1992) ou carbonates résiduels (Eaton, 1950 ; Vallès et *al.*, 1989) est définie ainsi :

$$\text{Alcalinité résiduelle calcite (ARc)} = \text{Alcalinité carbonatée} - \text{calcium total (en C+l ou éq/l)}$$

Deux cas peuvent se produire (Vallès, 2007) :

Si l'alcalinité résiduelle calcite est positive, l'alcalinité est supérieure aux équivalents de calcium. Lorsque la concentration des éléments minéraux de la solution augmente, l'alcalinité et le calcium augmentent proportionnellement tant que l'équilibre avec la calcite n'est pas atteint. Lorsque la saturation est atteinte,  $[\text{Ca}^{++}].[\text{CO}_3^{--}]$  devient constant. L'alcalinité domine le calcium, la molarité de ce dernier commence à diminuer alors que l'alcalinité continue à augmenter mais moins rapidement que précédemment. Le pH augmente, c'est la voie alcaline. La molarité en calcium étant faible, cet élément est désorbé du complexe d'échange cationique au profit d'autres éléments, principalement les monovalents, tels que le sodium. Les argiles deviennent sodiques, elles sont moins bien flocculées et gonflantes, elles induisent de mauvaises propriétés au sol qui devient imperméable à l'eau et mal aéré. Ce cas est très fréquent sur les zones d'altération de roches éruptives (figure 1.4).

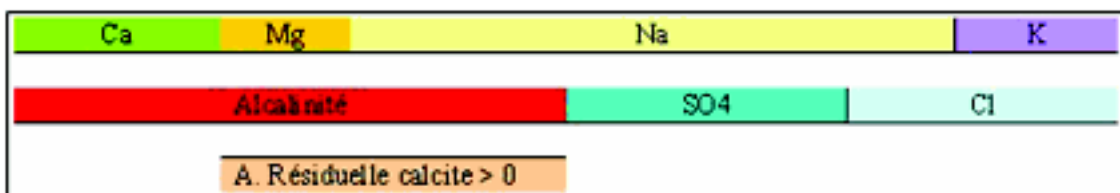


Figure 1.4. Représentation graphique de l'alcalinité résiduelle calcite positive (selon le diagramme de Stabler).

- Si l'alcalinité résiduelle calcite est négative, les équivalents de calcium sont supérieurs à l'alcalinité. Lorsque la concentration de la solution augmente, l'alcalinité et le calcium augmentent proportionnellement tant que l'équilibre avec la calcite n'est pas atteint. Lorsque la saturation est atteinte,  $[Ca^{++}].[CO_3^{--}]$  devient constant. L'alcalinité est dominée par le calcium. Elle commence à diminuer alors que la teneur en calcium continue à augmenter mais moins rapidement que précédemment. Le pH diminue et se rapproche de la neutralité, c'est la voie saline neutre. Le calcium reste abondamment représenté sur le complexe adsorbant. Les argiles sont floculées et le milieu reste perméable. Ce cas est fréquent sur les sols se développant sur des roches sédimentaires marines (figure 1.5).

Le diagramme de Stabler représente la contribution de chaque espèce ionique à la somme cationique ou à la somme anionique. Les unités sont des équivalents par litre (éq/l) ou le plus souvent, des milliéquivalents par litre (méq/l). Le diagramme se décompose en deux barres, l'une pour les anions et l'autre pour les cations. Elles ont la même longueur car les solutions sont électriquement neutres et la somme des anions est égale à celle des cations.

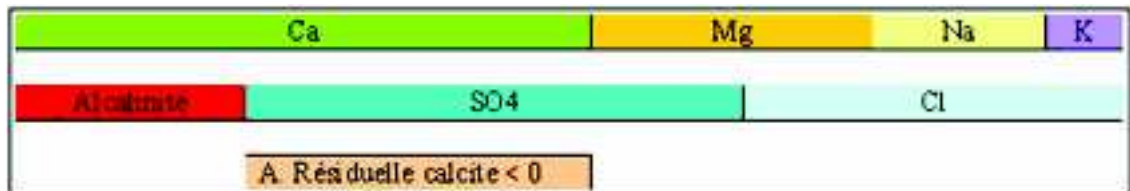


Figure 1.5. Représentation graphique de l'alcalinité résiduelle calcite négative (selon le diagramme de Stabler).

Ce diagramme est très utile pour l'étude des équilibres carbonatés. Il permet de représenter très rapidement l'alcalinité, l'alcalinité résiduelle calcite et les alcalinités résiduelles généralisées mais pour un seul échantillon.

Il est utile de faire remarquer que l'alcalinité résiduelle calcite ne varie pas lors de la précipitation. La quantité précipitée est limitée par le calcium dont la concentration diminue. Lorsque presque toute la réserve de calcium disparaîtra, un excédent d'alcalinité non «précipitable» par le calcium va demeurer, c'est l'alcalinité résiduelle calcite. Lorsque la solution se concentre, cet excédent d'alcalinité augmente proportionnellement à la diminution du volume de la solution (Ribolzi et al., 1993). L'alcalinité tend progressivement vers une valeur égale à l'alcalinité résiduelle (figure 1.6).

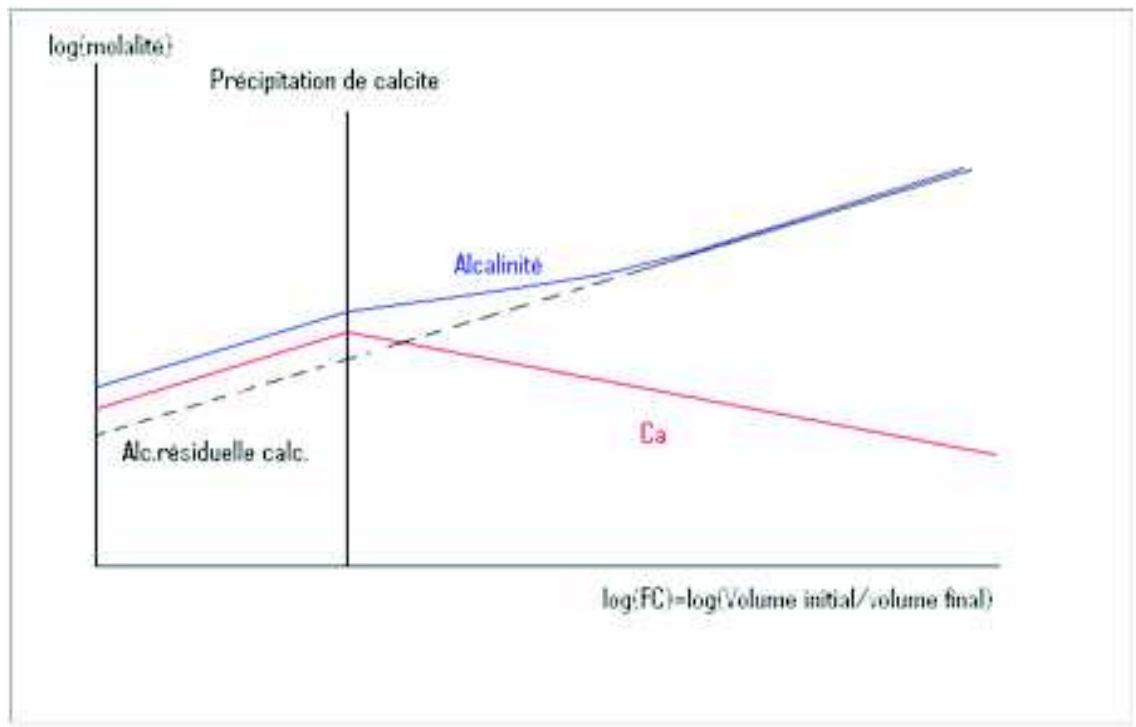


Figure 1.6. Evolutions de l'alcalinité résiduelle calcite et l'alcalinité carbonatée lorsque la solution se concentre

(Vallès, 2007).

Ce concept a été appliqué à la précipitation successive ou simultanée de plusieurs minéraux, c'est le concept d'alcalinité résiduelle généralisée (Droubi, 1976). L'impact des processus de précipitation-dissolution des minéraux est majeur dans le cas de l'évolution de sols soumis à de fortes concentrations, autant du point de vue quantitatif (modification des concentrations d'éléments en solution) que qualitatif (évolution vers un faciès salé neutre ou alcalin). L'alcalinité résiduelle, invariante au regard de la précipitation des minéraux qui contribuent au contrôle de l'alcalinité, est donc un indicateur essentiel pour déterminer la voie de la salinisation (Barbiéro et al., 1995).

## 2.2. Les phénomènes d'échange dans les sols

Dans les sols, les cations adsorbés, même pour les sols dont la capacité d'échange cationique (CEC) est faible, sont très importants par rapport à ceux qui sont en solution. Une faible variation de la composition du complexe d'échange peut considérablement modifier les proportions relatives de cations en solution. Ce pouvoir tampon confère aux processus d'échanges cationiques un rôle majeur dans l'évolution des caractéristiques chimiques du sol. Dans un processus de concentration tel qu'il a été décrit précédemment, le sodium, qui n'intervient pas dans la précipitation des minéraux, se concentre dans la solution et est adsorbé sur le complexe d'échange au détriment du calcium, magnésium ou potassium (Rieu et al., 1991). Cela conduit à la sodisation du sol. On apprécie le niveau de sodicité d'un sol par le pourcentage de sodium échangeable (ESP). Lorsqu'un sol sodique est mis en contact avec une solution peu concentrée, des phénomènes d'explosion des agrégats (Abu-Shararet al., 1987) et de dispersion (McNeal et Coleman, 1966) des argiles interviennent, altérant durablement les propriétés physiques et hydrodynamiques du sol. L'induration

(So et Aylmore, 1993) des sols ou la formation de croûtes superficielles (Sumner, 1993 ; Hoogemoed, 1994) en sont les manifestations macroscopiques. Le mécanisme d'échange cationique est tout comme la précipitation-dissolution des minéraux, un processus de changement de phase prépondérant pour expliquer l'évolution chimique et physique des sols salés (Condom, 2000).

### **2.2.1. L'origine des charges électriques sur le complexe adsorbant**

Le sol est un milieu hétérogène contenant un mélange de composés solides, liquides et gazeux. La partie solide étant formée de minéraux primaires ainsi que d'argiles, d'hydroxydes et de matières organiques. C'est surtout les argiles et les matières organiques qui constituent la partie adsorbante, c'est ce qu'on appelle le complexe adsorbant (Espiau, 1986).

Les charges des colloïdes du sol sont essentiellement négatives, elles peuvent être mise en évidence par électrophorèse. Elles augmentent par voie de substitution isomorphique (substitution des éléments du réseau cristallin tels que le silicium et l'aluminium par d'autres minéraux créant un déficit de charges) ou par ionisation des groupes hydroxydes se trouvant sur les angles des couches tétraédriques argileuses. A ces charges s'ajoutent celles des fonctions acides de l'humus (Bonneau et Souchier, 1994).

Quant aux charges positives, elles proviennent essentiellement des hydroxydes de fer et d'aluminium ainsi que des couches octaédriques. En ce qui concerne la matière organique, les groupes basiques de l'humus sont liés à l'azote (Guillet, 1987).

La charge des colloïdes n'est pas constante, elle varie avec le pH de la solution. Lorsque le pH augmente, les charges négatives également alors que les charges positives diminuent en raison de l'ionisation croissante des groupes acides et de la décroissance des protons des groupes basiques (White, 1999).

La charge électrique est neutralisée par une quantité équivalente d'ions de charges opposées. Ces ions sont maintenus à la surface par les forces de Coulomb, mais il est utile de rappeler que d'autres forces peuvent intervenir.

Les ions forment un nuage entourant les particules, la concentration des ions est maximum à proximité de la surface puis décroît de façon asymptotique au fur et à mesure qu'on s'éloigne. L'épaisseur de cette couche diffuse et la répartition des ions dépend de la densité des charges de surface, de la nature des ions, de la concentration des électrolytes en solution et de la température. L'épaisseur de la couche diminue lorsque la valence augmente, il en est de même lorsque la concentration de l'électrolyte en solution croît. D'autre part, les ions sont entourés de molécules d'eau, et le diamètre des ions hydratés intervient d'après les forces de Van Der Waals qui s'ajoutent aux forces de Coulomb. Cette répartition des ions dans la couche diffuse intervient dans la force de fixation variable des cations (White, 1999).

### **2.2.2. L'adsorption des cations**

Lorsque le sol est mis en contact avec une solution de NaCl, seulement une faible proportion de  $\text{Na}^+$  sera fixée, la grande partie du  $\text{Na}^+$  restera en solution, dans le même moment une quantité de  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  équivalente au  $\text{Na}^+$  fixé passe en solution.

Lorsque les solutions se concentrent, elles ont tendance à échanger des cations avec le complexe adsorbant. La concentration favorise l'adsorption des monovalents et la



désorption de bivalents. Ceci explique en partie la proportion importante du sodium sur le complexe adsorbant dans les sols salés. De même, lorsque les solutions sont diluées, le complexe désorbe les monovalents et adsorbe des bivalents (Vallès et al., 1988 ; Lahlou et al., 1998).

Lorsque les solutions contiennent un mélange de plusieurs cations comme  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{Na}^{+}$ , la fixation est très différente de celle obtenue pour un sel pur. A titre d'exemple, pour une même quantité de  $\text{Na}^{+}$  en solution, la présence de  $\text{Ca}^{++}$  diminue sa fixation, cette dernière augmente en fonction du rapport  $\text{Na}^{+} / \text{Ca}^{++}$  (Galindo et Bingham, 1987).

D'une manière générale, l'intensité de fixation des cations se fait selon l'ordre décroissant suivant :  $\text{H}^{+} > \text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} > \text{Na}^{+}$  (Chip et al., 2003). Les ions de même valence sont d'autant moins adsorbés que le diamètre de l'ion hydraté est plus petit, ce sont les ions de diamètre plus important qui sont le mieux adsorbés.

La fixation du  $\text{Na}^{+}$  sur les minéraux argileux est équivalente pour la montmorillonite et la kaolinite, elle est plus faible chez la muscovite. La fixation du potassium est équivalente dans les trois types d'argiles. Le magnésium et le calcium sont plus fortement retenus par la montmorillonite puis vient la kaolinite et enfin la muscovite. Dans le cas de la muscovite, c'est l'ion  $\text{K}^{+}$  qui est plus fortement fixé en valeur relative, en raison de sa forte capacité d'échange. La montmorillonite adsorbe relativement plus de  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Mg}^{++}$  et moins de  $\text{K}^{+}$  et  $\text{Na}^{+}$  que la kaolinite. L'illite occupe une position intermédiaire un peu différente de la muscovite (Suarez et Wood, 1993).

Le coefficient de sélectivité qui mesure la différence relative de préférence des minéraux argileux pour le potassium dans le système  $\text{K}^{+} - \text{Ca}^{++}$  augmente avec la diminution de la saturation du complexe adsorbant en potassium. L'ordre d'augmentation de ce coefficient varie dans le même sens que celui de la sélectivité cationique (Evangelou et Lumbanaja, 2002).

Le degré de déplacement de l'équilibre dépend de la concentration saline, les sols riches en sels montrent de grandes variations d'équilibre, tandis que les sols pauvres en sels ne présentent que de faibles variations (Wang et al., 2004).

Différentes lois d'équilibre des ions échangeables et solubles ont été proposées dont la plupart sont basées sur la loi d'action de masse et d'équilibre de Donnan ; ces lois ne sont qu'approximatives et valables seulement dans les cas de solutions très diluées. Richards (1954) a établi une relation entre le pourcentage de sodium échangeable (ESP) et le rapport des ions en solution, c'est-à-dire le Sodium Adsorption Ratio (SAR).

### 2.2.3. Présentation graphique des échanges ioniques

Pour un sol ou une argile donnés, on réalise des isothermes d'échange de deux ions afin de déterminer la sélectivité de l'échange. Pour le phénomène d'échange  $\text{K}^{+} - \text{Na}^{+}$ , à température constante, on réalise des solutions correspondant à des rapports  $\text{K}^{+} / \text{Na}^{+}$  différents, et on mesure les fractions molaires dans la solution et dans la phase adsorbée (Djamai, 1980 ; Jardine et Sparks, 1984 ; Bar et al., 1987 ;). Lorsque la solution est uniquement composée de potassium, cet élément est le seul présent dans la phase adsorbée. Ainsi, la courbe passe par le point de coordonnées (1,1). De même, et pour les

mêmes raisons la courbe passe par le point (0,0). En revanche lorsque les concentrations en potassium et en sodium sont égales, ( $xK$  solution = 0.5), la phase adsorbée présente une proportion de potassium supérieure à 0.5, ce qui traduit la sélectivité des échanges  $K^+$  /  $Na^+$  (figure 1.7).

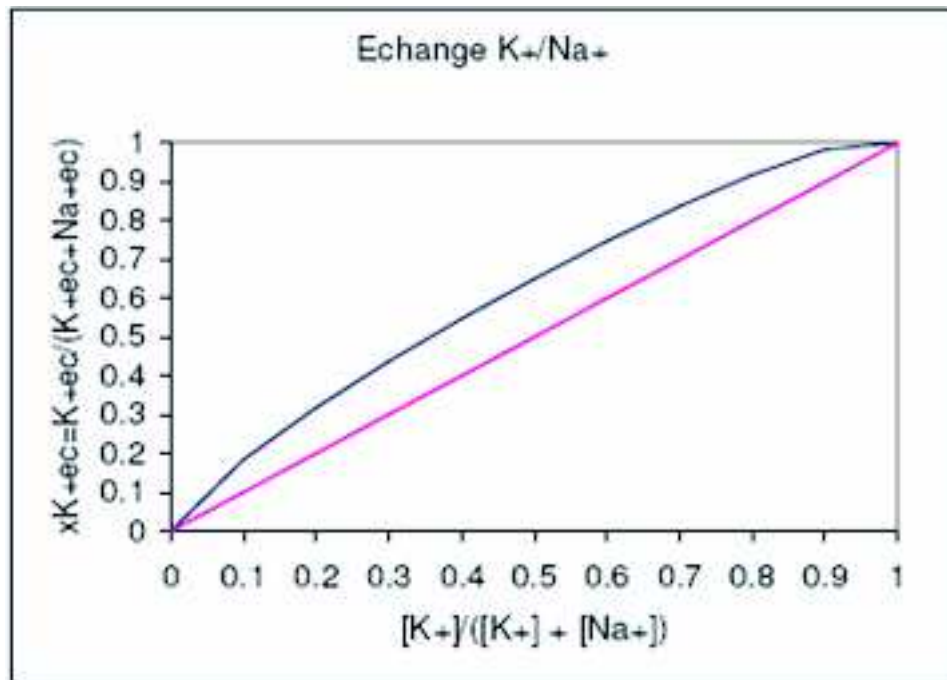


Figure 1.7. Isothermes d'échange entre  $K^+$  et  $Na^+$  sur argiles.

Ce type de courbe met en évidence un effet de sélectivité en faveur du potassium. En effet, si on considère une égalité de concentrations de  $K^+$  et de  $Na^+$  dans la solution, le taux de potassium échangeable n'est pas égal à celui du sodium échangeable, mais il est supérieur. Ce résultat traduit le fait que le potassium est plus facilement adsorbé que le sodium. La raison est essentiellement géométrique; le  $K^+$  ne s'hydrate pas en solution comme le  $Na^+$ , il est plus petit et atteint plus facilement les sites d'échange. L'intensité de la sélectivité dépend de la fraction molaire (Assa, 1976). En effet, à partir d'un certain taux, seuil de remplissage des sites par le sodium, les feuillettes d'argiles sont ouverts et écartés, le sodium pénètre plus facilement sur les sites restants. Il existe d'autres mécanismes responsables de la sélectivité et de son taux de variation en fonction de la fraction molaire. Comme tout équilibre thermodynamique, la constante de sélectivité dépend de la température, c'est le cas de la courbe présentée en exemple (figure 1.7). Elle n'est valable qu'à une température qui est celle de la mesure, d'où le nom d'isotherme (Harter, 1991).

### 2.3. Les processus d'oxydo-réduction

Les réactions d'oxydo-réduction sont fondamentales dans la nature parce qu'elles sont la source principale d'énergie de tous les êtres vivants qu'ils soient autotrophes ou hétérotrophes. Dans les sols hydromorphes, lorsque les teneurs en matières organiques métabolisables sont suffisantes, il se développe des processus d'oxydo-réduction

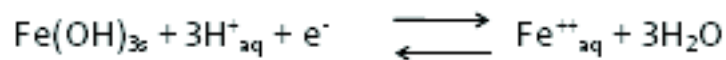


impliquant différents types d'activités et de peuplements microbiens. L'engorgement des sols en eau favorise la consommation de l'oxygène dissous par les micro-organismes. Ensuite, les bactéries aérobies facultatives et anaérobies strictes se mobilisent et réduisent, selon la séquence classiquement acceptée, les nitrates, le manganèse, le fer et les sulfates (Feder, 2001 ; Favre *et al.*, 2002).

La libération d'électrons dans le milieu s'accompagne généralement de celle de protons. Les réactions d'oxydo-réduction ont donc un impact sur le pH du milieu. Cette propriété est importante à noter dans le cas de l'étude de sols alcalins, car cela influe directement sur les balances alcalines et donc sur les autres processus géochimiques (précipitation-dissolution des minéraux).

Dans le cas des sols hydromorphes, la submersion d'un sol est le facteur déclenchant de l'ensemble des phénomènes de réduction, puisque la lame d'eau mise en place constitue un obstacle à la réalimentation du sol en oxygène gazeux, la diffusion des gaz étant environ 1000 fois plus lente dans l'eau que dans les pores gazeux (Feder, 2001). Dans le cas des eaux naturelles, la séquence des réactions mise en jeu pour un niveau de réduction croissant et pour des pH voisins de 7 est la suivante : L'oxygène est tout d'abord rapidement réduit, les ions nitrates, les éléments manganèse (Mn(IV)) et fer (Fe(III)) sont successivement réduits pour des valeurs de Eh respectivement comprises entre 0.2 et 0.4V. , voisines de 0.2 et comprises entre -0.05 et -0.2V. Enfin, pour des niveaux de réduction très élevés, les ions sulfates sont à leur tour réduits (Sposito, 1981 ; Appelo et Postma, 1993).

Les processus redox mis en jeu dans le cas des sols submergés pendant plusieurs mois de l'année ont été étudiés de façon approfondie (Ponnampurema, 1972 ; Bourrié *et al.*, 1994 ; Abdelmoula, 1999). Les auteurs ont mis en évidence des réactions électrochimiques impliquant les systèmes Mn(IV)oxydes - Mn(II), Fe(III)oxydes - Fe(II) et sulfates - sulfures. A titre d'exemple, l'équilibre du système  $\text{Fe}(\text{OH})_3 - \text{Fe}^{++}$  s'écrit :



La prise en compte des mécanismes redox, lorsqu'ils existent, est nécessaire dans le cadre de l'étude de l'alcalinisation d'un sol. En effet, les réactions de réduction et d'oxydation interviennent dans les bilans alcalins, car elles sont respectivement productrices et consommatrices d'alcalinité. De plus, de façon plus générale, la submersion, en freinant les échanges gazeux, provoque une hausse de la teneur de  $\text{CO}_2$  dans le sol, ce qui peut influencer directement sur les processus géochimiques de l'alcalinisation (Bourrié, 1976).

Les diagrammes Eh - pH, appelés également diagrammes de Pourbaix, sont utilisés pour représenter les données selon deux paramètres essentiels qui sont Eh et pH. La construction se fait suivant une convention classique, les éléments sont pris à l'état standard. Le rapport des activités vaut 1 et le logarithme de ce rapport vaut 0. Il convient de faire attention, car dans les eaux naturelles, le rapport des activités n'est pas égal à 1. A titre d'exemple, les diagrammes du fer et du carbone sont présentés ci-dessous.

En considérant  $\text{Fe}^{++}$  et  $\text{Fe}^{+++}$  sur le diagramme de Pourbaix, on constate que la frontière entre les formes, présente des pentes très variables selon le pH (figure 1.8).

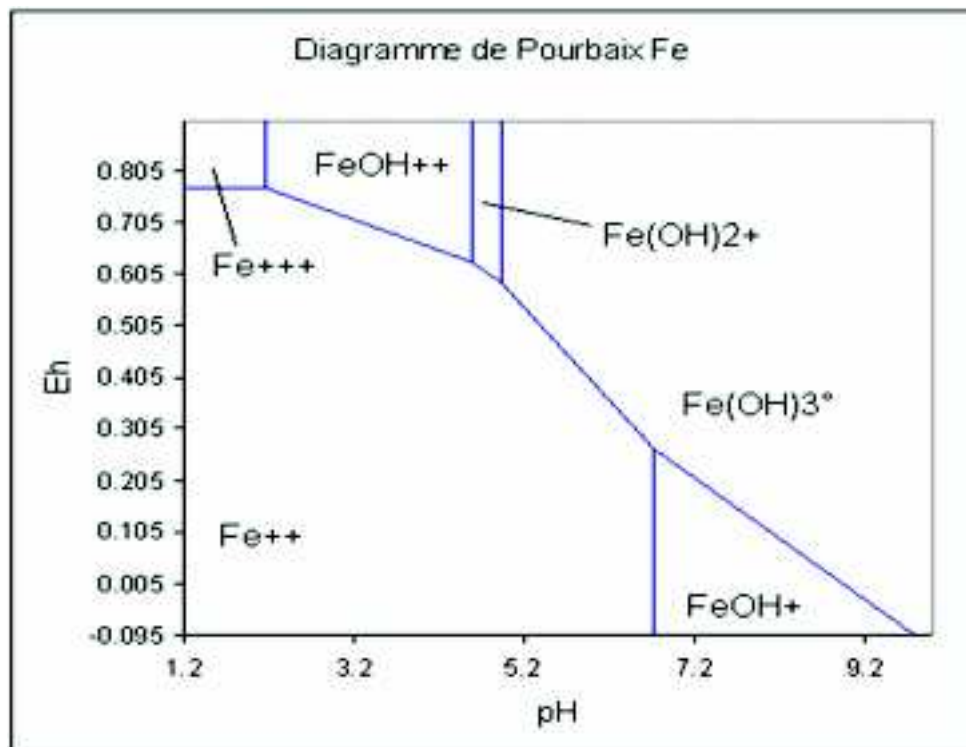


Figure 1.8. Diagramme de Pourbaix du fer.

L'équilibre entre les formes suivantes :  $\text{Fe}^{++}$ ,  $\text{FeOH}^+$  et  $\text{Fe(OH)}_3$  se situe au voisinage de  $\text{pH} = 7$ , comme d'autres équilibres affectant des milieux plus anoxiques. Le  $\text{Fe(II)}$  étant nettement plus soluble que le  $\text{Fe(III)}$ , il aura tendance à tamponner le  $\text{pH}$  au voisinage de cette valeur (Abdelmoula et al., 1998). Par ailleurs, il est important de noter, que ce diagramme a été obtenu en ne considérant que les formes hydroxylées et ioniques ( $\text{Fe}^+$  et  $\text{Fe}^{+++}$ ). L'existence dans l'eau d'autres formes du fer dissous en concentrations notables n'a pas été prise en compte. L'introduction d'autres formes du fer peut modifier considérablement le diagramme de Pourbaix. Ainsi, ce diagramme n'a pas une validité générale, car dès que les solutions contiendront des chlorures, des sulfates ou d'autres anions susceptibles de se complexer avec le fer, il ne pourra pas être utilisé (Bourrié et al., 1994 ; Trolard et Bourrié, 1999).

En conditions oxydantes, les formes prédominantes du carbone inorganique sont :  $\text{CO}_2$  aqueux,  $\text{HCO}_3^-$  qui est l'espèce habituellement dominante de l'alcalinité carbonatée si l'on considère ses formes libres ou complexes et  $\text{CO}_3^{--}$  qui ne devient prédominant que dans les solutions ultrabasiqes, c'est à dire dans les faciès carbonatés sodiques salés. Ces trois formes occupent un vaste domaine de conditions  $\text{pH} / \text{Eh}$  (figure 1.9). En conditions très réductrices, le méthane  $\text{CH}_4$  devient la forme dominante. Il convient de se rappeler que les frontières ne représentent que l'égalité des concentrations (ici des pressions partielles). Dans des conditions moins réductrices que celles représentées par la frontière  $\text{HCO}_3^- / \text{CH}_4$ , il peut déjà y avoir production et émission de méthane, mais le principal gaz émis sera le  $\text{CO}_2$  (Drissi et al., 1994).

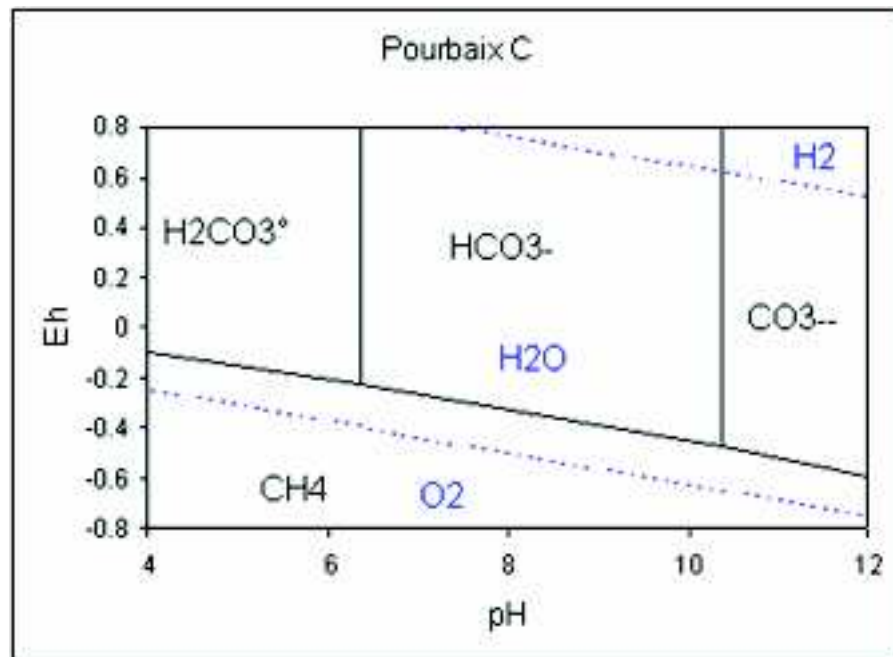


Figure 1.9. Diagramme de Pourbaix du carbone.

En résumé, les diagrammes de Pourbaix permettent de visualiser le type de contrainte liant pH et Eh à l'équilibre entre deux formes d'un même élément chimique. Cependant, il n'a de validité que partielle, car il ne prend en compte que rarement toutes les espèces chimiques d'un même élément. Il est possible d'intégrer dans ces diagrammes la présence de minéraux. Dans ce cas, la concentration totale en éléments dissous doit être définie et le diagramme n'est valable que pour les solutions présentant cette concentration en éléments dissous, ce qui restreint encore plus le domaine d'application du diagramme. Des logiciels spécialisés permettent de calculer automatiquement ces diagrammes de Pourbaix (Drissi et al., 1995).

### 3. La dynamique des phénomènes de salinisation

Les trois processus présentés précédemment sont actifs dans les sols salés submergés d'eau. Les formalismes décrits, basés sur des lois à l'équilibre, permettent de connaître leur sens d'évolution. En revanche, ils ne fournissent aucune information sur leur vitesse. Dans les milieux naturels, les situations d'équilibres sont très rarement observées (Appelo et Postma, 1993). Nous allons ici discuter des causes de ces non-équilibres en nous appliquant à distinguer les cinétiques liées aux processus géochimiques observées dans des milieux structurés. Les causes de ces dernières peuvent être liées à la structure du milieu et aux perturbations qui l'affectent lors de l'écoulement de l'eau en particulier.

#### 3.1. Cinétique dans un système hétérogène

Les réactions hétérogènes comportent plusieurs étapes. Chaque réaction intermédiaire obéit à une même loi, celle de Van't Hoff et se fait à une vitesse différente. Les étapes réactionnelles décrites pour les mécanismes de précipitation-dissolution des minéraux

(Madé, 1991) ou d'échanges (Boyd et *al.*, 1947) sont similaires. Selon Condom (2000) cinq étapes sont reconnues :

- a) - le transport du réactif vers la surface solide, minérale ou échangeable,
- b) - l'adsorption sur la surface dans le cas des minéraux et dans le cas des échanges, la diffusion intra-particulaire de la surface au site d'échange au travers de la double couche électrique diffuse (Hörst et *al.*, 1990),
- c) - la réaction de surface *sensu stricto*,
- d) - la désorption des produits issus de la réaction selon les mêmes mécanismes que ceux de l'étape (b),
- e) - l'éloignement des produits de la surface par diffusion.

Dans le cas des réactions d'oxydo-réduction, on ne distingue que les phases de diffusion (a et e) et la réaction de surface (c). C'est l'étape élémentaire la plus lente qui impose sa vitesse à l'ensemble de la réaction. Dans le cas d'une réaction homogène, cette vitesse de réaction est exprimée par unité de volume, et dans le cas d'une réaction hétérogène (solution / minéral) elle est exprimée par unité de surface.

### **3.2. Cinétique des processus de précipitation et dissolution des minéraux**

---

De nombreuses études cinétiques de précipitation-dissolution des minéraux, en particuliers carbonatés comme la calcite ou la dolomite, ont permis de déterminer des constantes cinétiques, exprimées par unité de surface (Droubi et *al.*, 1978 ; Inskeep, 1985). La formulation théorique adaptée à l'étude des phénomènes dans le cas de minéraux purs, dont on peut connaître la surface réactive et dans le cas d'un système fermé dont la vitesse d'évolution ne dépend que des processus de réaction de surface. Dans ces conditions, ces réactions cinétiques tendent à amener le système à l'équilibre. Cette relation présente en revanche des limites dans le cas de la formalisation des cinétiques de processus dans les milieux naturels (systèmes ouverts) pour lesquels la surface spécifique des minéraux est difficile à déterminer (Condom, 2000).

### **3.3. Cinétique des processus d'échanges cationiques stricts**

---

Bien que la vitesse d'échange à l'interface échangeable soit considérée comme très rapide au regard des autres étapes du processus global (Boyd et *al.*, 1947), il existe des formalismes cinétiques utilisés pour décrire le mécanisme purement géochimique d'échange. Petruzzelli et *al.* (1991) rappellent les formalismes cinétiques les plus courants : les cinétiques d'ordre 0, où ce qui est adsorbé est indépendant de ce qui reste sur l'échangeur, les cinétiques du premier ordre qui peuvent être attribuées à des sites de réactivités différentes (Jardine et Sparks, 1984).

### **3.4. Cinétique des processus d'oxydo-réduction**

---

Les réactions d'oxydation et de réduction suivent des lois cinétiques qui dépendent de la surface des oxydes considérés (Nicholson et *al.*, 1988). La vitesse de ces réactions dépend également de la dynamique de développement des populations bactériennes. Une des causes des cinétiques lentes observées est le nombre de produits intermédiaires requis

pour passer d'une forme réduite à une forme oxydée. La vitesse des réactions dépend des conditions du milieu (Bonneau et Souchier, 1994). L'oxydation du Fer(II) par exemple, suit une cinétique de premier ordre dépendant pour des  $\text{pH} > 4$ , de la  $\text{pO}_2$  et de la quantité de Fer(II) soluble (Appelo et Postma, 1993). Si l'humectation du sol provoque rapidement la mise en place de conditions réductrices, il faut que celles-ci soient durablement maintenues pour que les processus électrochimiques aient un impact sensible sur la solution du sol et en particuliers sur les balances alcalines.

### 3.5. Cinétique des situations de non-équilibre

---

Dans les milieux naturels, des situations de non-équilibre chimique sont très fréquemment observées. L'utilisation des lois cinétiques que nous venons de décrire, qui sont basées sur l'hypothèse de réactions homogènes de surface dans des milieux semblables et confinés, apparaissent insuffisantes pour les traduire. Il appartient alors de déterminer les autres causes de non-équilibre et d'établir un formalisme adapté à l'étude de ces situations.

Dans ces milieux, les évolutions observées sont la résultante de plusieurs phénomènes chimiques, physiques ou hydrologiques. Une première cause du non-équilibre dans des milieux structurés est la cinétique des étapes précédant la réaction géochimique de changement de phase *sensu stricto*. L'étape d'accès de la substance réactive au solide (étapes a et e) est contrôlée par la diffusion. Celle-ci se fait dans les zones non accessibles à l'eau circulante. Cette étape devient alors limitante pour le processus de dissolution-précipitation des minéraux (Madé, 1991) ou pour les échanges (Appelo et Postma, 1993). L'étape d'adsorption ou désorption (étape b) de la substance sur ou depuis le minéral, ou, dans le cas des échanges de diffusion au travers de la double couche électrique (Hörst et al., 1990) peut aussi être lente. Dans le cas des échanges, cette cinétique est d'autant plus lente que la double couche est épaisse, comme dans le cas des sols de texture fine (Harter, 1991). Des non-équilibres peuvent également être observés dans le cas de substances non réactives. De nombreuses observations faites sur colonne après infiltration de traceurs ont montré des retards à l'élution ce qui attestent la présence de zone de sol dans lesquelles les transferts de matière ne se font que par diffusion. L'ensemble de ces étapes cinétiques retarde la mise à l'équilibre. Mais, un non-équilibre ne perdure que si d'autres mécanismes contrecarrent une tendance au retour vers l'équilibre (Condom, 2000).

Les milieux naturels et le sol en particulier, sont des systèmes ouverts, exposés à des perturbations. Lorsque celles-ci sont ponctuelles, elles peuvent être insuffisantes pour causer un déséquilibre durable. En revanche, lorsqu'elles sont fréquentes ou durables, elles permettent d'entretenir le non-équilibre, qui se crée du fait de l'existence des mécanismes cinétiques vus précédemment. A titre d'exemple, un flux d'eau dans un sol préalablement en équilibre va modifier et maintenir les gradients (solutés et gaz) entre la solution circulante et les solides et faire perdurer les réactions hétérogènes cinétiques (Laudelout et Chiang, 1995 ; Lahlou et al., 1998).

## 4. Evolution des phénomènes de salinisation dans le cas des sols hydromorphes

---

Les sols hydromorphes, indépendamment de leur niveau de salinité, présentent la particularité d'être submergés pendant plusieurs mois ou durant toute l'année. Dans le contexte particulier de la submersion temporaire, Ponnampurema (1972) a décrit la dynamique des processus d'oxydo-réduction, dont la nature a été présentée précédemment. Suite à la submersion, il constate une baisse rapide du potentiel redox. La présence de la lame d'eau freine la diffusion vers l'atmosphère du CO<sub>2</sub> produit par la respiration des bactéries aérobies. Dans le cas des sols alcalins, cela provoque une diminution du pH. L'oxygène moléculaire du milieu disparaissant très rapidement, les populations de bactéries aérobies facultatives ou anaérobies strictes se substituent aux bactéries aérobies ; elles utilisent des produits oxydants comme accepteurs d'électrons, tout d'abord, les formes oxydées de l'azote (nitrates), puis du manganèse et enfin du fer. Il y a alors libération de Mn<sup>++</sup> et Fe<sup>++</sup> solubles dans le milieu et fixation sur le complexe d'échange. Lorsque la submersion du sol cesse, en fin de saison de cultures, les mécanismes inverses d'oxydation se produisent (Gotoh et Patrick Jr., 1974 ; Jaffrezic, 1997)

Les phénomènes redox ont un pouvoir tampon sur la solution et contrôlent le pH; d'autre part la saturation du sol entraîne de fortes hausses des teneurs en CO<sub>2</sub> dans le milieu ce qui a également un impact sur le pH. Dans le cas de sols alcalins, on peut donc s'attendre à un fort impact de la submersion sur les processus de précipitation-dissolution des minéraux alcalins et indirectement sur les échanges cationiques. Si Ponnampurema (1972) note ces probables incidences de la submersion sur le phénomène d'alcalinisation, il ne les quantifie pas.

## **5. Les modèles géochimiques**

Les modèles géochimiques sont conçus pour calculer les transferts de masse entre phases solides et liquides (précipitation/dissolution, échanges cationiques, réactions d'oxydo-réduction). Ces réactions hétérogènes peuvent être formalisées selon des lois d'équilibre (formalisme statique) ou de cinétique (Rieu et *al.*, 1998).

Ces modèles sont basés sur les relations d'équilibre (lois d'action de masse) et sur la réversibilité des réactions. Ces modèles dits "statiques" ont été les premiers à être développés. Les équilibres peuvent être traduits de manière très simple par des coefficients de partage de l'élément entre la solution et la phase solide et déterminés empiriquement. Les équilibres chimiques peuvent aussi être fondés sur des lois thermodynamiques et sur l'Approximation d'Equilibre Local (AEL), qui supposent que la vitesse des réactions géochimiques est suffisamment rapide par rapport à la vitesse d'autres mécanismes, pour être considérée comme infinie. Le bien fondé de cette hypothèse dépend de l'échelle de temps considérée. La résolution numérique des formalismes qui en découlent est simple. Le modèle GYPSOL (Vallès et Bourgeat, 1988), dont dérive AQUA (Vallès et de Cockborne, 1992) est fondé sur cette hypothèse thermodynamique, tout comme GEOCHEM (Sposito et Mattigod, 1979). L'hypothèse d'équilibre entre phases est une proposition forte qu'il convient de vérifier dans les milieux étudiés, aux échelles de temps approchées. La multiplicité des résultats disponibles sur la cinétique des réactions de précipitation et de dissolution des minéraux montre l'intérêt d'introduire des formalismes cinétiques dans les modèles numériques. Les modèles qui intègrent une cinétique de réaction sont dits "dynamiques". Parmi eux, certains considèrent des vitesses qui ne reposent sur aucun



fondement théorique. La vitesse de réaction est indexée sur la quantité initiale du minéral qui se dissout pour atteindre l'équilibre le plus rapidement possible (Hegelson, 1968). D'autres, plus récents, intègrent des formalismes cinétiques thermodynamiques, tels qu'ils ont été décrits précédemment. Ces formalismes requièrent au préalable, la détermination des états d'équilibre. On peut citer parmi eux, les modèles EQ 36 (Wolery et *al.*, 1990) ou KINDIS (Madé et *al.*, 1994). Ces modèles géochimiques ont été validés dans le cadre d'expérimentations en milieux fermés (Grimaldi, 2004). Le modèle géochimique GYPSOL a par exemple, été validé par comparaison entre l'évolution des concentrations mesurées et simulées lors de la concentration d'eaux (Valles, 1985). Il n'existe pas de validation satisfaisante de ces modèles dans le cas de milieux ouverts. En revanche, ces modèles peuvent fournir des résultats qualitatifs ou semi-quantitatifs utilisables pour caractériser les milieux naturels. Cela suppose néanmoins de faire l'hypothèse que les processus géochimiques sont prépondérants pour expliquer l'évolution des sols, ce qui peut être admis si l'on se place sur des pas de temps très longs.

L'utilisation du module géochimique GYPSOL sur des bassins alluvionnaires au faciès généralement alcalin des sols du Niger (Marlet, 1996; Marlet et *al.*, 1996), du Pakistan (Condom, 1997) et du Mali (Barral et *al.*, 1996) indiquent que les simulations sont cohérentes avec les observations, ce qui sans constituer une véritable validation de la version couplée du modèle, montre néanmoins la pertinence du choix des processus modélisés. En revanche, ces outils sont inappropriés pour l'étude de sols cultivés sur des pas de temps de la saison de cultures ou de l'année où les perturbations causées par la gestion du sol (irrigation et cultures) peuvent masquer les tendances évolutives à long terme (Condom, 2000).

## Conclusion

Les processus géochimiques qui sont pris en compte pour les études de la salinisation des sols sont l'alcalinité résiduelle, la dissolution-précipitation des minéraux, les échanges cationiques et les phénomènes d'oxydo-réduction dans le cas de sols hydromorphes.

Les travaux menés dans des milieux simplifiés montrent que ces réactions suivent des lois cinétiques qui peuvent être formalisées de façon similaire pour ces processus. Cette cinétique explique en partie les non-équilibres qui sont identifiés dans les milieux naturels et en particulier, dans les sols irrigués. L'autre cause des non-équilibres est la variation des facteurs extérieurs au système qui ont un impact direct sur les processus. Dans le cas des sols submergés d'eau, l'évolution des caractéristiques chimiques au cours d'une saison de cultures est en partie sous la dépendance des conditions d'engorgement du milieu. L'identification des mécanismes de leur cinétique, de leurs interactions et des facteurs qui les contrôlent est une démarche qui reste spécifique au sol étudié.

Les modèles mécanistes visant à simuler des évolutions hydriques et / ou chimiques dans des milieux poreux sont nombreux. Leur caractère mécaniste les rend adaptés à l'étude des mécanismes. En revanche, seuls quelques uns intègrent un couplage entre les mécanismes de transport et les processus géochimiques de changement de phase. Si les codes numériques existent, les résultats de calage et de validation de ces modèles sont rares.

# CHAPITRE II. CARACTERISTIQUES DU PAYSAGE

## 1. Situation géographique

Le lac Fetzara est situé à 14 km de la mer et à 18 km au Sud-Ouest de Annaba. Il se place au centre du quadrillage entre les latitudes 36° 43' et 36° 50' Nord et les longitudes 7° 24' et 7° 39' Est. Il est à cheval sur les deux cartes de l'IGN au 1/50000<sup>e</sup>N° 16 et 33 de Séraïdi (ex. Bugeaud) et El Karma (ex. Penthivière).

Le lac Fetzara est représenté par une large dépression limitée au Nord par le massif montagneux de l'Edough et au Sud par les collines de Nechmaya situées dans la Wilaya de Guelma. A l'Ouest, la limite naturelle nette est la côte de 25 m qui correspond à une colline. A l'Est, le lac est séparé de la plaine de Annaba par le cordon dunaire d'El Gantra dont la côte est à 22 m. Le fond du lac présente une altitude moyenne de l'ordre de 10 m (Figure 2.1).

Les dimensions du lac sont de l'ordre de 17 km d'Ouest en Est, et de 13 km du Nord au Sud, sa cuvette est inclinée d'Ouest en Est. La superficie du lac Fetzara est d'environ 18600 ha. La partie inondable du lac est située au centre de la zone et couvre une surface estimée à 13000 ha. Le lac est partiellement inondé en hiver malgré la présence d'un canal principal creusé afin d'assurer le drainage (Durand, 1950). Cependant, il a été constaté que cet ouvrage, qui se jette dans l'oued Meboudja, était insuffisant pour évacuer toutes les eaux des fortes pluies d'hiver.



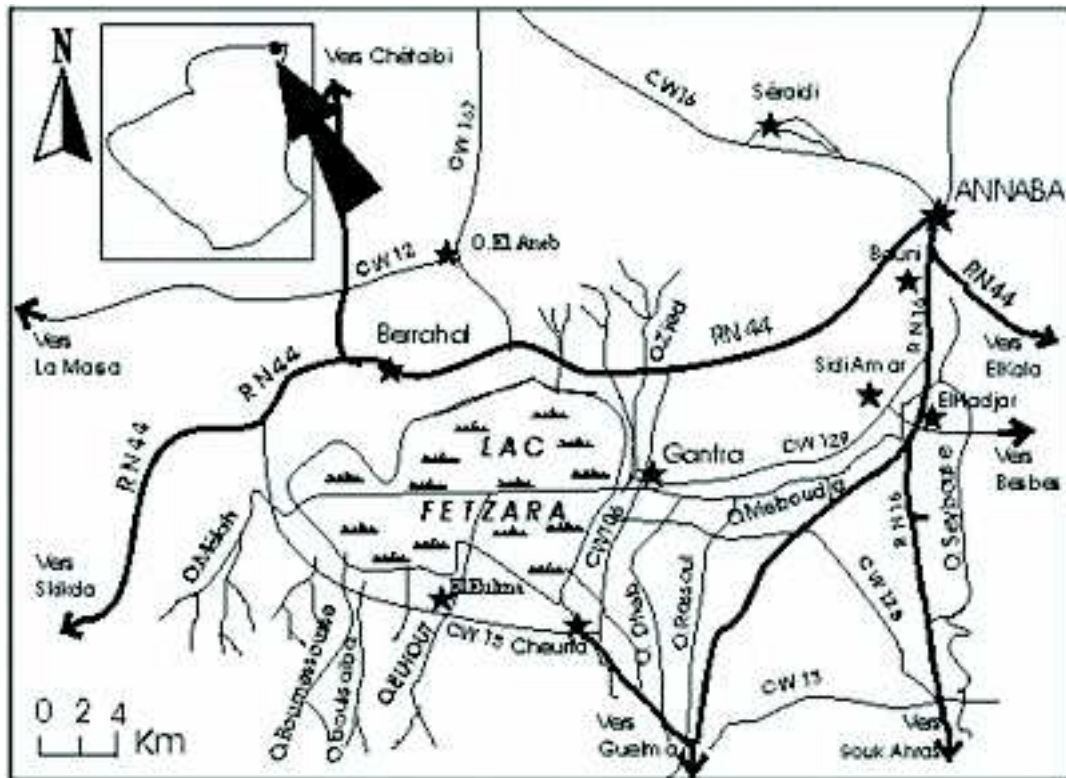


Figure 2.1. Situation géographique du lac Fetzara.

## 2. Historique du lac Fetzara

Avant la réalisation du canal d'assèchement, les eaux s'accumulaient dans la dépression et formaient un lac permanent. Les eaux du lac atteignaient le niveau de la côte 16 m en hiver et se retiraient à 14 m en été. Les eaux étaient très insalubres avec une salinité très prononcée (Amante, 1947).

Le premier projet d'assèchement du lac approuvé en 1865, prévoyait l'abaissement du niveau d'eau à la côte 11.8 m avec la mise en culture de 3625 ha asséchés. La question resta au stade de projet jusqu'en 1876, époque à laquelle fut étudié un nouveau projet de la part de la société des mines « Mokta El Hadid », laquelle se chargea d'assécher le lac et de cultiver 2000 ha de terre. Le projet prévoyait surtout le creusement d'un canal de drainage d'environ 16 km entre le centre du lac et l'oued Meboudja.

De 1877 à 1880, les travaux ont commencé par l'établissement à l'intérieur du lac d'un premier canal de 7 km de longueur permettant l'évacuation des eaux du lac. Ce canal ne faisait que percer le bourrelet dunaire d'El Gantra et amenait les eaux dans l'oued Meboudja. Les résultats obtenus furent insuffisants malgré les élargissements successifs tant du canal lui-même que celui de la Meboudja jusqu'à son débouché dans l'oued Seybouse. Cette réalisation a permis le rabaissement du plan d'eau à la côte de 12 m et la récupération de 3600 ha de terres cultivables (Durand, 1950). En 1880, le projet fût réalisé, mais les essais de la mise en culture des terres se révélèrent désastreux à cause de la salinité excessive des sols. En 1884, la société « Mokta El Hadid » projeta l'élargissement du premier canal

de drainage et son prolongement jusqu'à oued Seybouse. En 1903, la compagnie déclara faillite et la concession fût révoquée. En 1904, un nouveau programme de travail est lancé, il prévoyait l'élargissement du canal de drainage sur 29 km et le creusement du canal de l'oued Mélah à l'Ouest du lac.

De 1906 à 1935, les projets et les travaux se succédèrent avec de grandes difficultés, pour s'achever finalement vers 1935. Les travaux ont permis de rallonger le canal principal à environ 17 km et l'élargissement des canaux des oueds El Hout, Mélah et Zied. L'objectif était de porter la capacité d'évacuation du canal principal à  $22 \text{ m}^3/\text{s}$  et de permettre la vidange totale du lac en trois ou quatre semaines. Le canal présenta de fréquents envasements, bien qu'il ait été recalibré plusieurs fois, si bien que certaines années (1938-39 et 1941-42), le niveau d'eau a atteint et dépassé la cote 12 m.

En 1945, une petite amélioration a été effectuée sur le lit de l'oued Zied, le débit solide de ce cours d'eau, en période de crue, obstruait fréquemment son aval et provoquait des atterrissements dans le canal principal. Le lit de cet oued a été dévié vers le centre de la cuvette du lac, de façon à profiter des apports pour le comblement des parties basses (Amante, 1947).

Pour des raisons inhérentes aux évènements qui précédèrent l'indépendance, l'autorité militaire française fit fermer les vannes du canal de vidange en mars 1956 si bien que le lac se retrouva à la cote de 12 m en novembre 1957. En mars 1959, les vannes furent ouvertes et le lac s'assécha de nouveau. Depuis cette époque, il est souvent question de l'assainissement définitif du lac pour récupérer et cultiver une superficie de l'ordre de 13000 ha de terre.

## **3. Géologie et géomorphologie du bassin versant du lac Fetzara**

### **3.1. Géologie**

---

Le lac Fetzara et son bassin versant sont constitués de plusieurs formations géologiques dont la stratigraphie serait la suivante Joleaud (1936) :

- Formations marécageuses actuelles, constituées de limons du lac Fetzara, elles sont mal drainées et forment le fond de la cuvette.
  - Dépôts récents, formés de sables et limons. Ils constituent la bordure du lac et sont d'âge Néopléistocène.
  - Dépôts anciens, constitués de sables et de limons datant du début de la formation du lac et le dépôt dunaire d'El Gantra qui a isolé le lac de la mer. Tous ces dépôts datent du Pléistocène récent.
  - Alluvions des moyennes terrasses des vallées, formées de sables et cailloux roulés, parfois assez riches en fer du niveau de 30m environ en bordure du vieux thalweg creusé jadis sur l'emplacement de la dépression du lac Fetzara. Elles sont d'âge Pléistocène ancien.
  - Alluvions des hautes terrasses des vallées, formées de sables et cailloux roulés, du niveau de 50m, disposées comme les précédentes et comprenant de nombreux blocs de grès de Numidie. Elles sont d'âge Pléistocène ancien.
-

- Alluvions de bas niveaux des plateaux formés de cailloux roulés du niveau de 100m.
- Grès de Numidie de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène, grès quartziteux massifs donnant parfois des éboulis sur les pentes argileuses qu'ils surmontent.
- Argiles de Numidie, verdâtres ou brunâtres, plus ou moins schisteuses avec intercalation de petits bancs de grès quartziteux et de marnes calcaires gris bleuâtres. Elles sont d'âge Eocène supérieur ou Oligocène.
- Argiles plus ou moins schisteuses avec bancs de calcaires, brèches à petits éléments et Nummilites, grès de 150 à 200m d'épaisseur et d'âge Eocène moyen,
- Schistes argileux, talqueux ou sériciteux.
- Gneiss pouvant se diviser en deux types, les gneiss inférieurs, ce sont des formations très importantes avec 1500m d'épaisseur à micas noirs et blancs qui se désagrègent facilement en arènes blanchâtres ; et, les gneiss supérieurs fréquemment intercalés de lits de micaschistes et sillonnés de granulite et pegmatite qui peuvent dériver de micaschistes granulatisés.
- Micaschistes traversés par des bandes sub-continues ou continues de cipolins.

### 3.2. Géomorphologie

---

La cuvette du lac Fetzara correspond à un large synclinal que dessinent les argiles et grès de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène inférieur.

Le creusement de la zone actuelle a commencé dès la fin du Pliocène, il s'est confirmé au Post-pliocène donnant une vallée dont le fond descendant par étages successifs a été compartimenté au Pléistocène en une succession de lagunes lacustres, saumâtres et marines, par des lignes de coteaux. Un cordon dunaire a ensuite isolé le lac Fetzara, le convertissant au Néopléistocène en lac puis en marécage saumâtre, évoluant vers le stade de chott et ayant tendance à devenir une lagune de sur-saturation (Joleaud, 1936).

Les études faites sur le lac Fetzara ont permis de montrer à la fois le rôle de la tectonique et du climat dans l'élaboration du lac. Concernant la tectonique, les failles qui limitent cette cuvette sont restées actives pendant tout le Quaternaire. D'après Marre (1987), le lac Fetzara présente des bordures Nord et Sud nettement dissymétriques. Au Sud, un véritable piémont avec plusieurs niveaux de glacis s'est construit en avant du Tell Nord Guelmien. Au Nord, le massif de l'Edough tombe brutalement dans la cuvette du lac Fetzara et peu de formes quaternaires assurent le passage de la montagne au fond de la dépression. Enfin à l'Est, une lunette, que suit la route, isole la dépression lacustre de la plaine d'El-Hadjar (figure 2.2).

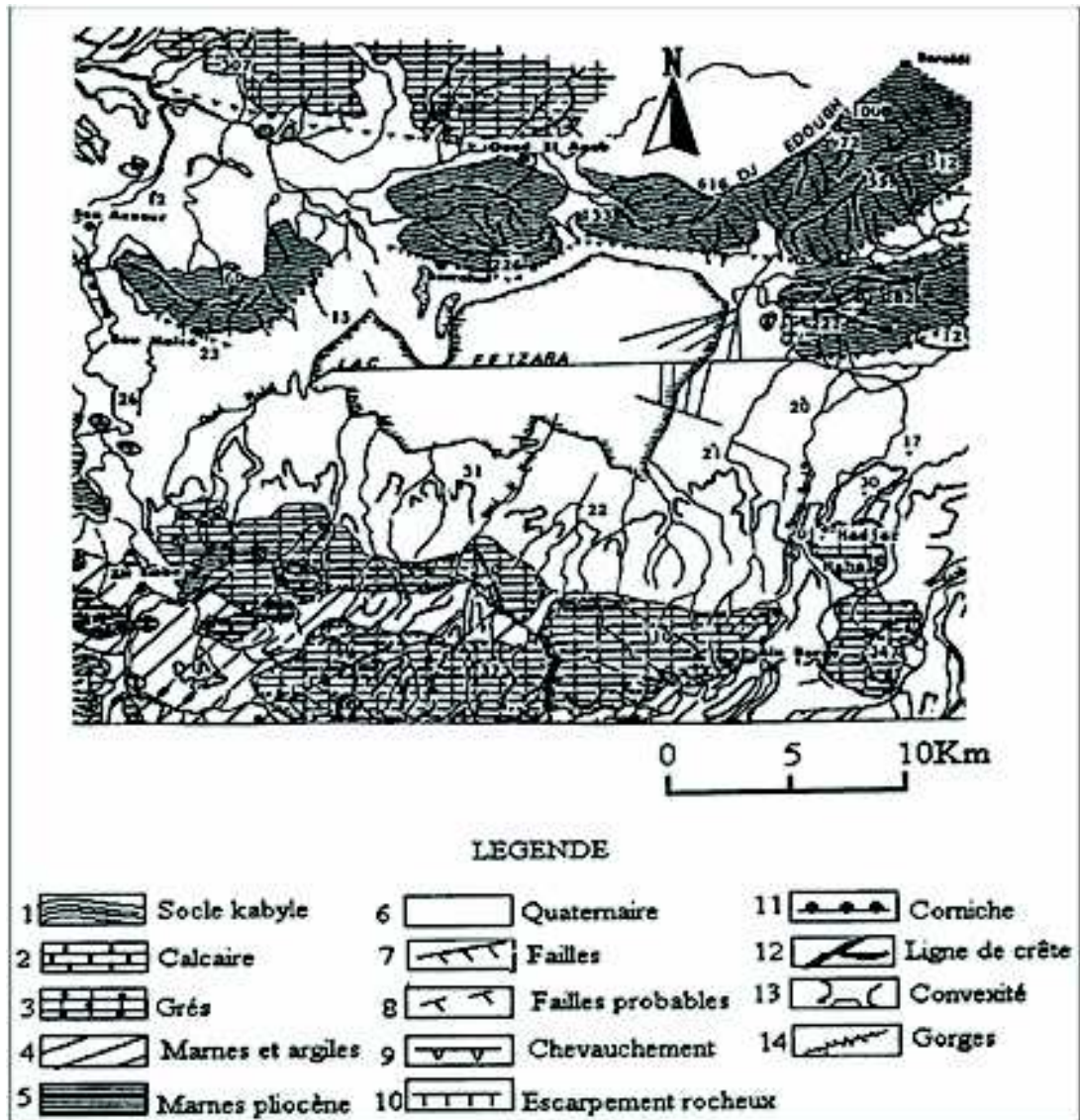


Figure 2.2. Carte morphostructurale de la région du lac Fetzara

(Marre, 1987).

Selon Marre (1987), ce jeu tectonique présente deux différences. Une première différence est à distinguer entre la bordure Sud et celle du Nord. Sur le piémont de la bordure Sud, le jeu tectonique a été faible, et, on observe six niveaux Quaternaires ; les plus anciens se limitent à quelques replats étagés (niveaux I, II et III) et sont de véritables glacis-cônes de dimension importante qui plongent sous la plaine actuelle d'El-Hadjar et qui se terminent brutalement au Nord (figure 2.3).



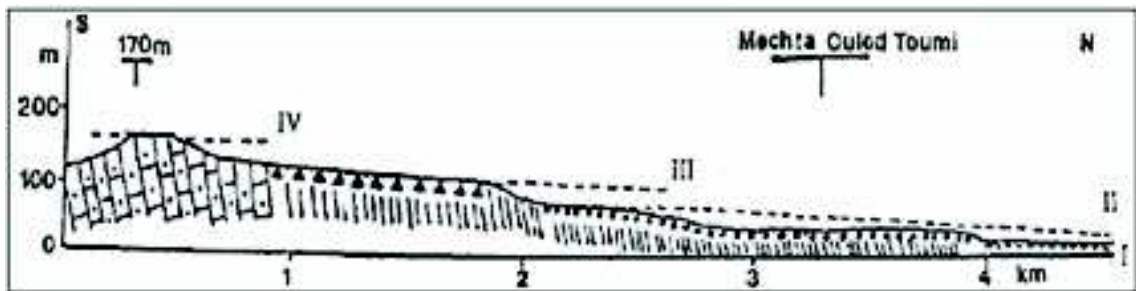


Figure 2.3. Coupe sur le piémont de la bordure Sud du lac Fetzara

(Marre, 1987).

Sur le piémont Nord, les déformations sont plus nettes, la tectonique semble avoir été plus active que sur la bordure Sud. D'une part, nous ne retrouvons plus de restes des niveaux du Pléistocène ancien, et d'autre part, les formes d'âge récent (niveau II et III) sont peu étendues et déformées avec un prolongement sous la plaine d'El-Hadjar. Le jeu tectonique de cette bordure a donc un rejet plus important que celui de la bordure méridionale (figure 2.4). Cela explique les hautes altitudes du massif de l'Edough (1000m) et la fraîcheur des formes de ses versants. Une deuxième différence est à souligner d'Ouest en Est. En effet, en observant les côtes d'altitude des niveaux anciens sur la bordure méridionale, on constate une diminution de l'Ouest vers l'Est. Le niveau V est à 205m à la Koudiat Er-Rasfa au Sud du lac Fetzara et à seulement 108m au djebel Mouadjen au Sud de la plaine d'El Hadjar. Le niveau IV passe aussi dans ces mêmes régions de 180 à 80m. Sur la bordure septentrionale, c'est aussi à l'extrémité occidentale du djebel Béléleïta qu'on observe les prolongements les plus nets des glacis. C'est donc à l'emplacement du lac Fetzara que le jeu tectonique a été le plus important avec l'orogénèse des massifs de subsidence de la cuvette. Ceci permet de comprendre la localisation du lac (figure 2.4).

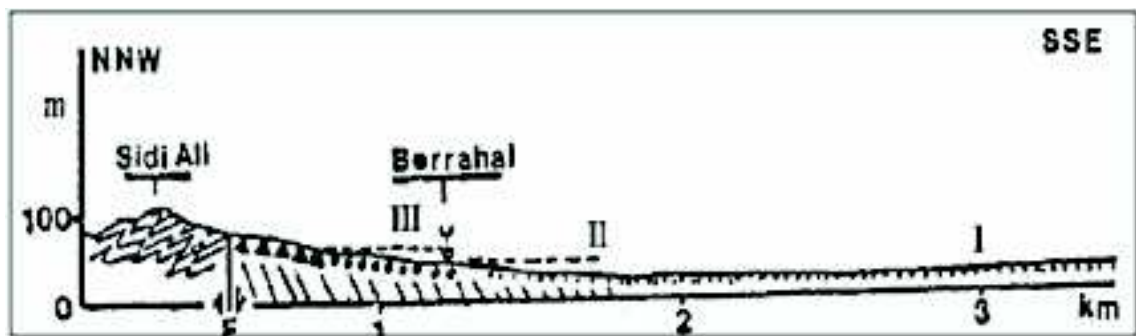


Figure 2.4. Coupe sur le piémont de la bordure nord du lac Fetzara

(Marre, 1987).

D'autre part, selon Marre (1987), concernant le rôle du climat, il aurait existé dans le lac Fetzara des périodes de déflation éolienne qui ont alterné avec des périodes d'inondations. Pendant les phases humides, le lac restait en eau toute l'année d'où la présence de vases organiques et d'une faune lagunaire qui remontait par les oueds. Tandis que pendant les phases sèches, le lac s'asséchait au moins en été ; la déflation éolienne se mettait en action avec les vents du Nord-Ouest, il y a alors creusement du fond de la cuvette, dépôt au Sud-Est sur les glacis et construction de la lunette sableuse à l'Est qui forme la dépression.

D'une manière générale, la topographie du lac Fetzara est relativement simple. La partie la plus profonde du lac est à 10m. La zone du lac Fetzara est divisée en partie montagneuse (altitude > 40m), la terrasse formée vers le centre du lac (altitude de 10 à 20m)

et les terrains bas (altitude < 10m). La plaine occupe environ les deux tiers de la superficie totale (tableau II.I).

**Tableau II.I. Répartition de la superficie des formations topographiques du lac Fetzara.**

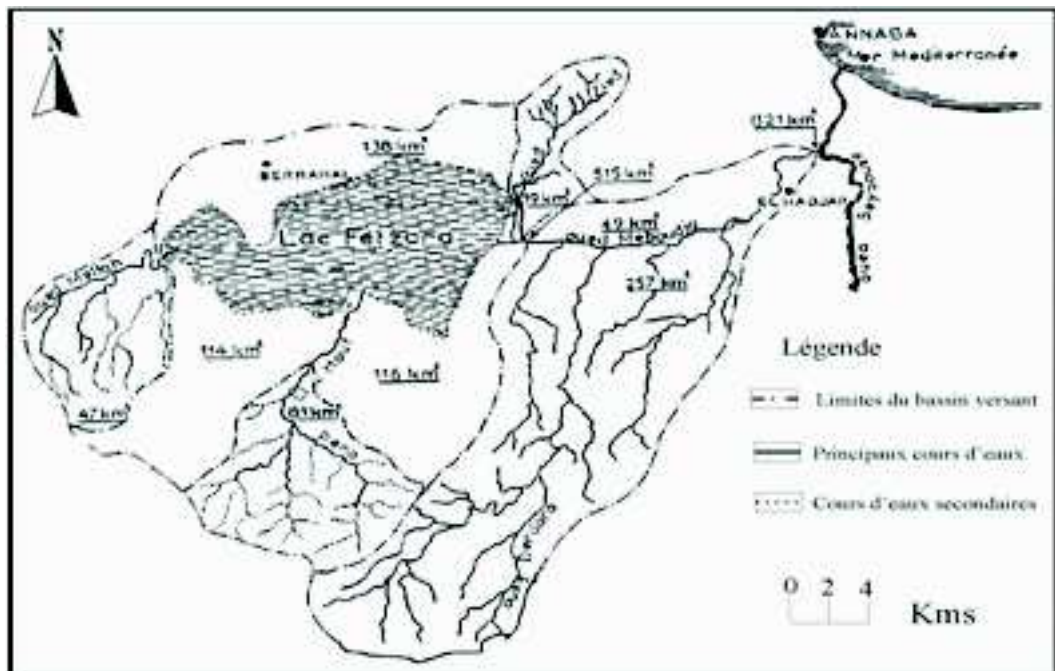
Nature des formations	Superficie (ha)	%
Terrains bas (< 10m) Plaine	5800	31,63
(10-20m) Terrasses (20-40m)	11800	63,36
Total	18600	100

(AJCI, 1985)

## 4. Hydrologie et hydrogéologie du lac Fetzara

### 4.1. Hydrologie

Le lac Fetzara reçoit toute une série d'oueds provenant des massifs environnants. Cependant, la majorité des eaux sont collectées à partir de trois oueds principaux qui sont Zied, El-Hout et Mélah (figure 2.5).



*Figure 2.5. Le bassin versant du lac Fetzara*

(AJCI, 1985).

L'oued Zied se situe au Nord-Est du lac, il prend sa source à Kef Seba (1008m), avec un bassin versant de 19km<sup>2</sup>. L'oued El-Hout est considéré comme étant le plus grand cours d'eau du Sud-Est, il prend sa source à djebel Menchoura (795m) et débouche dans le canal principal après avoir traversé le centre du lac ; son bassin versant est de 81km<sup>2</sup>. L'oued

Mélah se situe à l'Ouest du lac Fetzara et prend sa source du côté de Ain Charchar (wilaya de Skikda), son bassin versant est de 47km<sup>2</sup>.

Dans un rapport de Durand (1950), il constata que dans une année assez pluvieuse, il est possible de distinguer 5 zones concentriques concernant le régime de remplissage et de vidange du lac Fetzara (figure 2.6) :

- Première zone de 3890 ha qui ne s'inonde jamais (au dessus de la côte 12m).
- Deuxième zone de 2250 ha entre les côtes 12 et 11.75m qui s'inonde trois fois environ pendant la période d'hiver avec une durée de 4 à 10jours. La durée totale est en général de 23 jours.
- Troisième zone de 3000ha entre les côtes 11.70 et 10.85m qui s'inonde trois fois avec une durée de 11 à 12 jours. La durée totale de submersion est de 44 jours.
- Quatrième zone de 2000ha entre les côtes 10.85 et 10.70 qui reste inondée de la première décade de janvier jusqu'à la première décade de mars (62 jours en moyenne)
- Cinquième zone de 2000ha en dessous de la côte 10.70m et qui reste inondée durant toute la période pluvieuse.



Figure 2.6. Vue par satellite du bassin du lac Fetzara

(Google Earth, 2007).

La surface du lac inondée en hiver est estimée à 60Km<sup>2</sup> (AJCI, 1985). Le drainage du lac, comme il a été signalé précédemment, est effectué par le canal principal installé au centre du lac et le traversant d'Ouest en Est. En saison pluvieuse, les eaux sont emmagasinées dans le lac et drainées vers l'oued Meboudja en passant par le pont-vanne situé sur le CW 106 pour maintenir le niveau du lac à une certaine hauteur. Tous les oueds tarissent en saison estivale (juin à septembre) et la superficie du lac se réduit jusqu'à environ 20Km<sup>2</sup>.

Le bassin versant du lac Fetzara est caractérisé au Sud par la ligne de partage des eaux qui se situe à une altitude de 300 à 400m. Le versant est relativement vaste et onduleux avec une légère pente vers le lac. Au Nord, la ligne de partage des eaux est à une hauteur d'environ 100m avec un versant de pente raide, mis à part le bassin versant de l'oued Zied constitué de montagnes de plus de 500m d'altitude. La ligne de partage des eaux des parties Ouest et Est du lac est à une altitude de 20 à 30m. La superficie totale du bassin versant du lac Fetzara est de 515Km<sup>2</sup>, elle est répartie comme suit : 147Km<sup>2</sup> pour les trois principaux oueds (Zied , El-Hout et Mélah) et 368Km<sup>2</sup> pour les différents ruisseaux et autres bassins versants (AJCI, 1985).

## 4.2. Hydrogéologie

---

Les principales sources de la région se rencontrent dans les gneiss, mais elles sont peu importantes. Elles sont rares dans les micaschistes et leur niveau le plus constant se trouve en contact des calcaires cristallins et des schistes sous-jacents.

Dans la région de l'Eocène, les grés constituent une assise perméable donnant lieu à des nappes aquifères se déversant au niveau des argiles. Les éboulis des grés et les alluvions diverses donnent aussi des niveaux d'eaux.

Les résultats des analyses faites au niveau des eaux de nappes du lac Fetzara font apparaître des teneurs de salinité très variées, des profondeurs différentes (à partir de 40cm) malgré la topographie régulière de la zone d'étude, et des faciès chimiques très diversifiés (AJCI, 1985). Ceci, laisse supposer qu'il existe plusieurs types de familles d'eaux souterraines. D'après Durand (1950), la salure du lac Fetzara semble due au lavage par les eaux des roches cristallines de l'Edough qui fournirait les sels. Mais les compositions chimiques des eaux du massif métamorphique étant différentes, ceci laisse supposer que le lac est une mer résiduelle ou une lagune dont les eaux auraient lavé des terrains salifères comme ceux du Trias (Joleaud, 1936). Les deux phénomènes auraient pu intervenir dans des proportions différentes.

## 5. Les sols du lac Fetzara

### 5.1. Les classes de sols

---

Selon la classification française CPCS (1967), il a été distingué quatre classes de sols sur le lac Fetzara (AJCI, 1985), dont la répartition est la suivante (figure 2.7 et tableau II.II).

**Tableau II.II. Distribution des différentes classes de sols.**

Classes de sols	Superficie (ha)	%
Sols peu évolués Vertisols Sols hydromorphes Sols halomorphes	5119 625 2548 10228	3.3 13.7 55
Total	18600	100



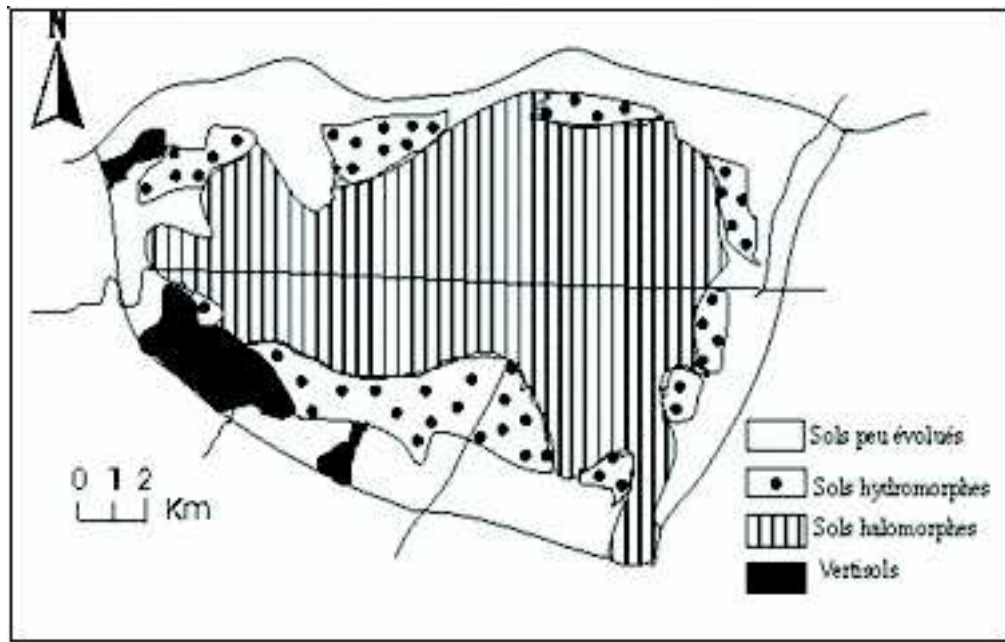


Figure 2.7. Répartition des classes de sols du lac Fetzara

(AJCI, 1985).

### 5.1.1. Les sols peu évolués

Ces sols présentent une superficie de 5199 ha (28% de la superficie totale). Ils forment une couronne autour du lac et constituent les zones les plus périphériques. Ils comprennent trois sous-classes :

- Sols peu évolués d'érosion (1.45%). Ils sont très répandus à l'Est du CW 108.
- Sols peu évolués d'apport colluvial (15.1%) Une partie de ces sols est faiblement calcaire et à teneur élevée en limons.
- Sols peu évolués d'apport alluvial (11.12%). On les rencontre en bas de terrasses dans les terrains plats à faible pente. Ces sols ne sont pas calcaires.

### 5.1.2. Les vertisols

Ces sols représentent 625 ha (3.3% de la superficie totale). Ils se localisent essentiellement à l'Ouest du lac. On peut distinguer deux sous classes de vertisols :

- Vertisols à drainage externe nul ou réduit (1.22%). Cette zone est caractérisée par un mauvais drainage d'où une forte saturation des sols.
- Vertisols à drainage externe possible (2.08%). Ces sols sont assez bien drainés.

### 5.1.3. Les sols hydromorphes

Ce sont des sols à pseudogley et représentent 2548 ha (13.7% de la superficie totale). Ils forment une ceinture discontinue à la périphérie, s'intercalant entre les sols peu évolués et sols halomorphes qui occupent le centre du lac. Ces sols sont localisés sur des alluvions à mauvais drainage, occupant des terrains plats à faible pente. Ils sont argileux et affectés par le phénomène d'oxydo-réduction.

### 5.1.4. Les sols halomorphes

Avec 10228ha (55% du total), ces sols représentent la classe la plus importante. Ils correspondent aux sols à accumulation de sels dans la zone du lac inondée en saison pluvieuse. Ce sont des sols à texture lourde, riches en minéraux argileux gonflants. En période sèche, de petites fissures se produisent à la surface et la nappe peut s'abaisser jusqu'à plus de 1.5 m de profondeur. On peut remarquer deux sous-classes de sols halomorphes :

- Sols halomorphes à structure non dégradée (47% du total). La salinité est élevée (CE comprise entre 16 et 18 mS/cm). Ils correspondent aux solontchaks.
- Sols halomorphes à structure dégradée (8% du total). Cette sous-classe est elle-même divisée en deux groupes :
- Sols salés à alcalis représentant 5.47% ; ces sols sont moins répandus, ils se situent particulièrement au Nord du confluent de oued El Hout et du canal principal. La salinité est moins élevée, elle peut diminuer jusqu'à 4 mS/cm. Ils correspondent aux solontchaks-solonetz.
- Sols salés à horizon Bt (2.42% du total). La salinité est faible, ils peuvent être considérés comme des solonetz.

## **5.2. Les principales caractéristiques physico-chimiques des sols**

---

Selon une synthèse effectuée sur les principales caractéristiques physico-chimiques des sols à partir des travaux de Djamaï (1993 et 2000), il ressort que les sols ont généralement une texture argileuse à argilo-limoneuse ; les teneurs en argiles sont particulièrement importantes dans les horizons de profondeur qui présentent des valeurs pouvant atteindre 68%.

La réaction des sols est dans l'ensemble légèrement à très franchement alcaline, les valeurs du pH sont généralement supérieures à 8.

Les teneurs en matière organique sont très variables, elles sont comprises entre 1 et 4%.

Les sols sont souvent peu calcaires, la teneur maximale en calcaire total est de 7.13%, elle est enregistrée au centre du lac. Il est à signaler que les sols de la partie Est du lac sont souvent plus calcaires, il existerait un gradient de distribution du carbonate de calcium dans le paysage selon le sens d'écoulement des eaux.

Les quantités de gypse contenues dans les sols du lac Fetzara sont faibles, elles sont souvent inférieures à 1%. Néanmoins, quelques profils présentent des teneurs pouvant atteindre 6%.

## **6. Occupation des sols du lac Fetzara**

Depuis le début de la réalisation du projet d'assèchement du lac, des plantations très importantes d'*Eucalyptus* ont été faites sur les rives du lac. D'après Durand (1950), à la fin de la réalisation du projet, vers 1938, il a été constaté que les sols du lac Fetzara se dessalaient rapidement et que l'ancienne végétation de *Juncus* régressait devant les plantes fourragères.

Les terres agricoles représentent environ le tiers de la superficie totale et sont situées en grande partie sur les terrains dont l'altitude est supérieure à 12m (AJCI, 1985) ; ceci peut s'expliquer par le fait que la partie basse est située au centre du lac, cette zone est très affectée par les sels et très souvent inondée.

La situation actuelle de l'occupation des terres est très variée (tableau II.III).

Tableau II.III. Distribution des terres agricoles du lac Fetzara

Catégories des terres	Superficie (ha)	%
Terres labourables Forêts Vergers Buissons Terres incultes (salées ou inondées)	4064 75 40 200 1422222	0.4 0.2 1 76.4
<b>Total</b>	18600	100

(AJCI, 1985).

Il est utile de signaler l'étude du satellite Landsat, faite durant la période du 28/02/1978 au 24/04/1978. Les photos font ressortir que le centre du lac est inondé plus de 90 jours/an avec une végétation constituée particulièrement de *Scirpus*, *Erypsis* et *Eryngium*. Des prairies sèches apparaissent également avec des céréales, des fourrages verts et des sols labourés. Le cordon dunaire consolidé d'El Gantra peut être observé sur ces photos, il est constitué de sols à texture sableuse et cultivés en spéculations vivrières, céréales et tabac (Bardinet et al., 1982).

D'une manière générale, concernant la végétation naturelle supérieure du lac Fetzara, nous pouvons distinguer trois strates :

- Strate herbacée : elle s'étend de la périphérie jusqu'au centre du lac. Les espèces ainsi que le degré de développement dépend de la qualité de l'eau et de la situation de la salinité du sol (Gauthier-Lièvre, 1931). Les genres les plus rencontrés sont les suivants : *Juncus*, *Erythraea*, *Scirpus*, *Eryngium*, *Aeluropus*, *Hordeum*, *Lythrum*, *plantago*, *Salicornia*, *Asphodellus*, *Lepturus*, *Phalaris*, *Atriple*, *Monerma*, *Crypsis*, *ranomculus* et *Melilotus*.
- Strate arbustive : elle est très limitée et répandue essentiellement au pied des montagnes. Les espèces les plus représentées sont surtout : *Genista*, *Tamarix*, *Juniperus* et *Pistacia lentiscus*.
- Strate arborescente : elle est constituée par les arbres naturels et boisés : *Quercus suber*, *Fraxinus angustifolia*, *Pinus pinaster*, *Olea europea* et *Eucalyptus*.

## 7. Le climat de la région de Annaba

Pour étudier le climat de région du lac Fetzara, nous avons choisi les données disponibles sur la station météorologique de Annaba (Aéroport- Les Salines), qui peut être considérée comme étant la station plus proche de la zone d'étude. La station Aéroport-Les Salines de Annaba se situe à environ 25 km à vol d'oiseau du lac Fetzara, et c'est en même temps, celle qui dispose de données les plus complètes et surtout les plus régulières. Les données climatiques prises en considération pour l'étude du climat de la zone du projet portent sur 20 ans et concernent les moyennes mensuelles de la période 1978 – 1998 (tableau II.IV).

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

**Tableau II.IV. Données climatiques moyennes ensuelles de la région du lac Fetzara (Annaba – Les Salines : 1978 – 1998).**

Paramètres	Unités	JAN.	FEV.	MARS	AVR.	MAI	JUIN	JUIL.	AOÛT	SEPT.	OCT.	NOV.	DEC.	Moy. ou Tot
T. min	°C	7.03	7.18	8.18	9.98	12.97	16.58	19.01	19.68	18.71	14.93	11.02	8.19	12.78
T. max	°C	16.49	16.90	18.26	20.22	23.55	27.11	30.42	30.98	28.93	25.56	20.98	17.68	23.09
T. moyenne	°C	11.76	12.04	13.22	15.10	18.26	21.84	24.71	25.33	23.82	20.24	16.00	12.93	17.93
Pluviométrie	mm	95.97	80.07	71.40	61.86	35.97	15.47	2.22	6.86	35.58	70.36	88.67	110.51	674.94
Nbre jours de pluie	Jours	14.4	13.5	12.7	13.2	8.4	5.9	1.8	2.6	8.6	10.2	13.7	15.9	122
Humidité	%	77.07	77.26	75.30	74.88	74.76	73.88	70.37	72.71	72.90	74.38	75.74	76.49	74.64
Evaporation	mm	68.44	74.89	99.15	104.57	128.70	154	183.22	183.22	155.30	112.10	89.43	79.81	1432.80
Vents	m/s	22.50	25.20	23.60	23.60	20.90	18.90	19.40	20.50	21.50	24.80	24.30	20.70	22.15
Insolation	heures	51.94	166.66	201.33	211.07	280.50	304.63	334.73	305.53	244.23	198.96	162.78	140.43	2702.76

**7.1. Le régime thermique**

Il faut signaler la faiblesse des écarts de l'amplitude thermique (M – m) d'un mois à un autre (figure 2.8). La température moyenne annuelle est de 17.93 °C. La moyenne mensuelle maximale est de 23.09°C (maximum en juillet et août), alors que la minimale est de 12.78°C (minimum en janvier et février).

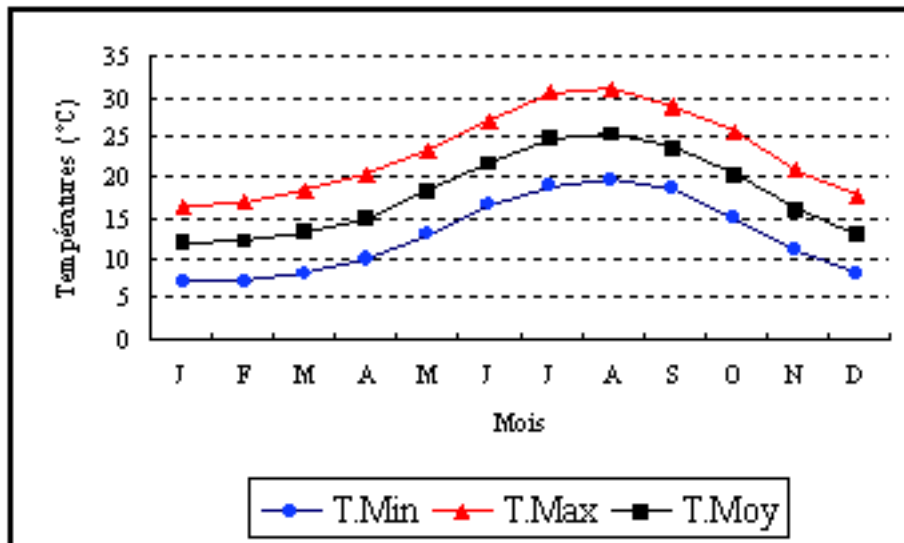


Figure 2.8. Présentation des données thermiques de la région de Annaba.

**7.2. Le régime pluviométrique**

La pluviométrie moyenne annuelle est d'environ 700mm. Les 80% de cette pluie sont enregistrés au cours des six mois d'octobre à mars (figure 2.9). Le nombre de jours de pluie moyen par an est d'environ 122 jours.

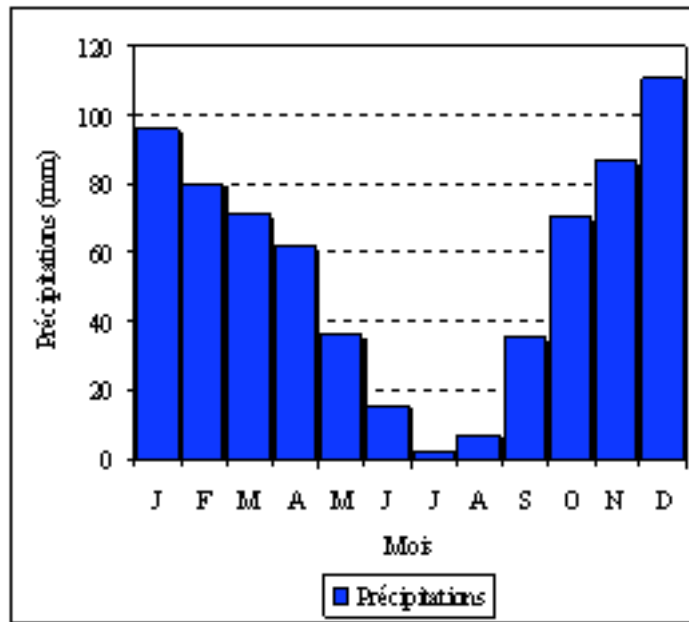


Figure 2.9. Hauteurs moyennes mensuelles des précipitations de la région de Annaba (1978-1998).

### 7.3. L'humidité relative

Le degré hygrométrique est très élevé tout au long de l'année avec une variation entre 70 et 77 % et une moyenne annuelle de 74.76%. La mer et les nombreux points d'eau contribuent au maintien d'une hygrométrie élevée même en été, modérant ainsi la durée et l'intensité de la sécheresse.

### 7.4. Les vents

Les vents dominants sont ceux des secteurs Nord et Ouest (tableau II.V et figure 2.10). La vitesse moyenne est de 22.15 m/s, les pointes les plus importantes sont enregistrées aux mois de février, mars et novembre.

Tableau II.V. Fréquence des vents de la région de Annaba (1978-1998).

Direction des vents	Fréquence (%)
Nord (N)	29.7
Nord-Est (N.E)	8.6
Est (E)	2.5
Sud-Est (S.E)	15.9
Sud (S)	10.4
Sud-Ouest (S.W)	0.4
Ouest (W)	26.5
Nord-Ouest (N.W)	5.9

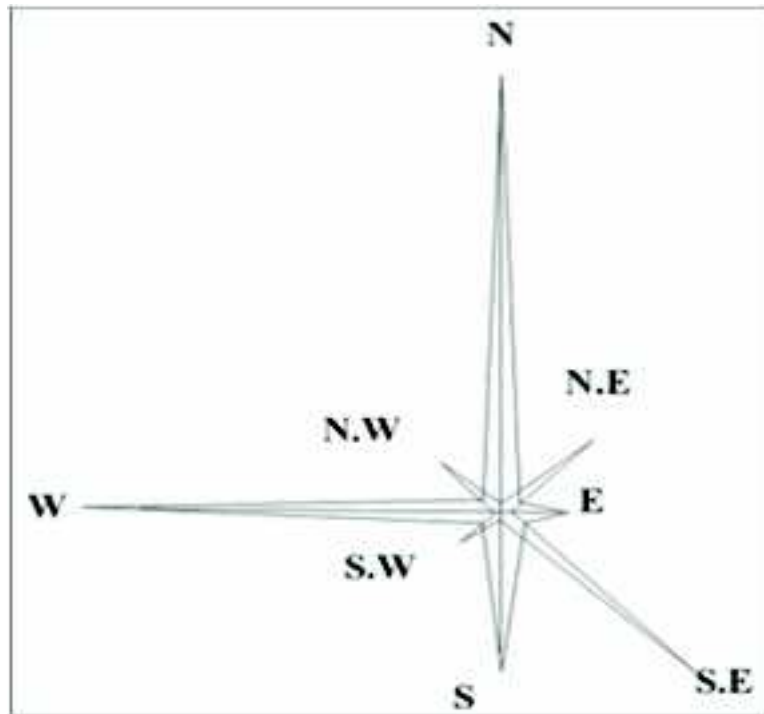


Figure 2.10. La fréquence des vents de la région de Annaba (1978-1998).

## 7.5. L'évaporation

---

L'évaporation mensuelle varie au cours de l'année, la maximale est enregistrée en juillet et août (183.22 mm) et la minimale en janvier (68.44 mm). L'évaporation totale moyenne annuelle est très importante, elle est 1432.80 mm/an, alors que la valeur moyenne journalière est d'environ 4 mm/jour. Nous remarquons un déficit hydrique très important (Évaporation > Précipitations) de mars à novembre (figure 2.11).

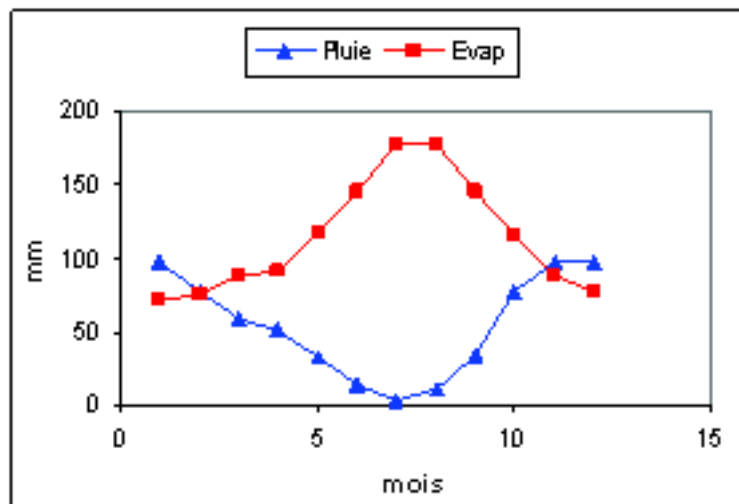


Figure 2.11. Bilan hydrique climatique de la zone d'étude.

## 7.6. Synthèse climatique

---

7.6.1. Diagramme ombrothermique de Gausсен (1954)

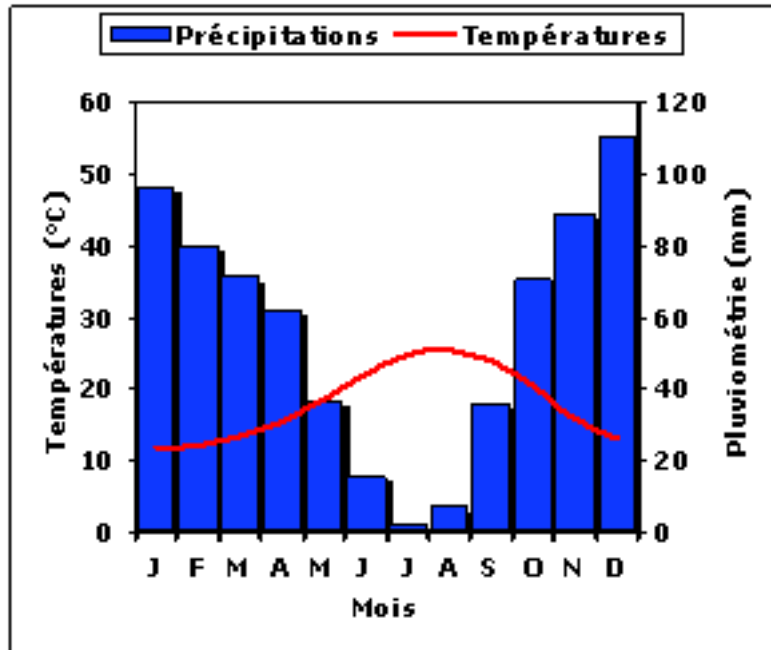


Figure 2.12. Diagramme ombrothermique de Gausсен (1954) pour la région de Annaba (1978-1998).

Le diagramme est construit en tenant compte des moyennes mensuelles des précipitations et des températures. L'échelle des précipitations étant doublée par rapport à celle des températures ( $P = 2T$ ). Il permet de définir la saison sèche, sa durée et son intensité. Pour la région de Annaba, le diagramme fait ressortir une sécheresse estivale de 5 mois, de mai à septembre (figure 2.12)

7.6.2. L'indice d'aridité de de Martonne (1926)

Il est également calculé à partir des moyennes des précipitations et des températures. Il est possible de déterminer un indice annuel « A » ou des indices mensuels pour les périodes prises en compte « a » :

$$A = P / (T + 10)$$

P : total des précipitations annuelles (mm).

T : températures moyennes annuelles (°C).

$$a = 12 \cdot P / (t + 10)$$

P : total des précipitations annuelles (mm).

t : températures moyennes mensuelles (°C).

Les valeurs sont d'autant plus faibles que le climat est aride. Un indice supérieur à 20 indique un climat humide. La tendance à la sécheresse s'affirme entre 10 et 20 ; en dessous de 10, c'est l'aridité. Pour la région de Annaba, l'indice d'aridité annuel (A) de de Martonne est de 24.16, ce qui correspond à un climat suffisamment humide. Concernant les indices d'aridité mensuels (a), la tendance à la sécheresse s'étale de mai à septembre, avec des indices variant entre 1 et 15. L'aridité concerne surtout les mois de juin, juillet et août (tableau II.VI)



**Tableau II.VI. Indices d'aridité de de Martonne (1926) de la région de Annaba (1978-1998).**

Mois	P (mm)	n (jours)	T (°C)	a
J	95.97	14.4	11.76	52.92
F	80.07	13.5	12.04	43.59
M	71.40	12.7	13.22	36.89
A	61.86	13.2	15.10	29.57
M	35.97	8.4	18.26	15.27
J	15.47	5.9	21.84	5.83
J	2.22	1.8	24.71	0.76
A	6.86	2.6	25.33	2.33
S	35.58	8.6	23.82	12.62
O	70.36	10.2	20.24	27.92
N	88.67	13.7	16.00	40.92
D	110.51	15.9	12.93	57.83
Total ou Moy. annuels	674.94	122	17.93	24.16

P : pluviométrie moyenne mensuelle et annuelle (mm).

n : nombre de jours de pluie moyen mensuelle et annuelle (jours).

T : température moyenne mensuelle et annuelle (°C).

a : indice d'aridité mensuelle.

### **7.6.3. Le quotient pluviothermique d'Emberger (1954)**

Emberger (1954) a proposé un indice appelé quotient pluviothermique (Q) spécifique au climat méditerranéen :

$$Q = 2000 \cdot P / (M^2 - m^2)$$

P : pluviométrie moyenne annuelle (mm).

M : température maximale moyenne annuelle en degrés absolus (°K).

m : température minimale moyenne annuelle en degrés absolus (°K).

Stewart (1969) a montré que le quotient pluviothermique d'Emberger (1954) pouvait être simplifié pour le Maghreb pour s'écrire :

$$Q_2 = 3.43 \cdot P / (M - m)$$

Le quotient pluviothermique d'Emberger (1954), classe la région de Annaba dans le climagramme qui porte son nom, dans le climat méditerranéen tempéré à étage subhumide doux (figure 2.13).

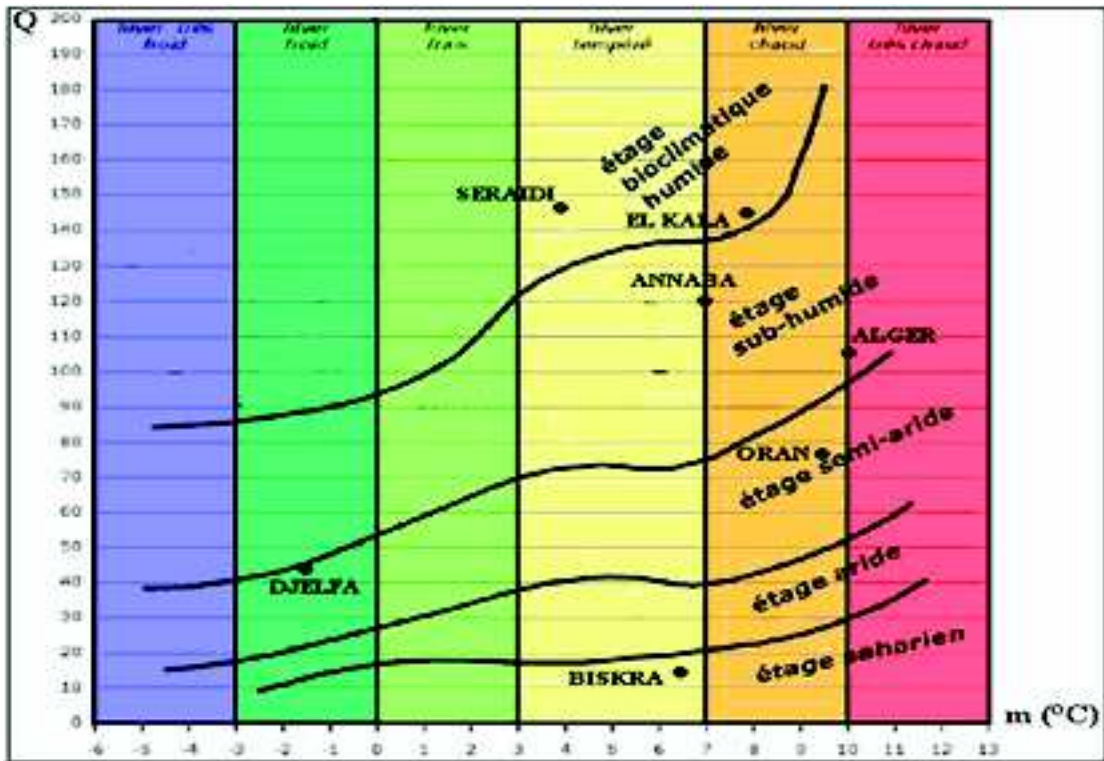


Figure 2.13. Etage bioclimatique de la région de Annaba selon le climagramme d'Emberger (1954).

En conclusion, il s'avère que le climat de la région de Annaba présente des saisons contrastées, avec une période humide et fraîche de 8 mois et une période sèche et chaude de 4 mois. Il correspondrait à un climat méditerranéen sub-humide.

# CHAPITRE III. MATERIEL ET METHODES

## 1. Matériel d'étude

Pour réaliser cette étude, des échantillons de sols et d'eaux ont été prélevés sur le lac Fetzara sur une période de plus de 10 ans. Dans ce travail, nous avons également pris en considération un certain nombre d'études anciennes effectuées entre 1950 et 1988 sur le site pour réaliser une évaluation de la tendance évolutive de la salinisation des sols du lac sur une période d'environ 50 ans.

### 1.1. Etude des sols

---

Pour ce qui est des sols, l'échantillonnage a été réalisé en deux campagnes, et uniquement sur les deux premiers horizons (0 - 25 et 25 – 50 cm), car c'est à ce niveau que s'effectuent les échanges ioniques les plus importants dans le sol. 132 échantillons ont été prélevés.

#### 1.1.1. Première campagne

La prospection sur le terrain a été effectuée pendant la période allant de novembre à décembre 1988 pendant la saison humide. Les points d'échantillonnage ont été choisis sur les unités de salinité établies par l'AJCI (1985). 28 points de sondages ont été réalisés lors de cette étude et ont porté sur les deux premiers horizons (0 - 25 et 25 – 50 cm).

#### 1.1.2. Deuxième campagne

L'étude a été réalisée grâce aux cartes de répartition de salinité établies par AJCI (1985) et Djamai (1993). En effet, la superposition des deux cartes a permis de localiser, au niveau de l'intersection des différentes unités de salinité, les points d'échantillonnage à effectuer. Pour cette étude, 40 points de sondages ont été déterminés, les prélèvements ont porté sur les horizons 0 – 25 cm et 25 – 50 cm. L'échantillonnage a été effectué durant la période allant d'octobre à novembre 1999, ce qui coïncidait avec la fin de la saison sèche et le début de la saison humide.

### 1.2. Etude des eaux

---

126 échantillons d'eaux de nappes et de surface ont été prélevés sur la période allant du 09/12/1990 au 07/04/2000. L'échantillonnage a été effectué en six campagnes et couvrant plusieurs périodes de l'année :

- Première campagne : effectuée en décembre 1990 et a porté sur 14 points d'échantillonnage (10 eaux nappes et 4 de surface).
- Deuxième campagne : effectuée en octobre 1992 avec 23 points d'échantillonnage (20 eaux nappes et 3 de surface concernant les oueds principaux qui sont El-Hout, Mélah et Zied).
- Troisième campagne : réalisée en mai 1993 avec 23 points d'échantillonnage, les mêmes que ceux de la deuxième campagne.

- Quatrième campagne : effectuée en mars 1998, elle a touché 20 points d'échantillonnage (6 eaux de nappes et 14 de surface).
- Cinquième campagne : accomplie en octobre 1999 avec 32 points d'échantillonnage (24 eaux de nappes et 8 de surface).
- Sixième campagne : exécutée en avril 2000, l'échantillonnage a porté sur 14 points (10 eaux de nappes et 4 de surface).

### 1.3. Etudes anciennes utilisées

---

Pour suivre la tendance à l'évolution de la salinité sur les sols du lac Fetzara, nous avons pris en considération pratiquement toutes les principales études réalisées antérieurement à 1988 (Durand, 1950 ; Ifagraria, 1967 ; AJCI, 1985). Le traitement de ces données permettra d'avoir une vision plus large et plus claire sur la dynamique des sels durant une période de 50 ans allant de 1950 à 2000. Les trois principales études prises en compte sont les suivantes :

- Etude Durand (1950) : effectuée en août 1949 avec 39 profils. La salinité des sols a été exprimée en teneurs de chlorures pour être reconvertie par la suite en conductivité électrique (CE).
- Etude Ifagraria (1967) : réalisée en août 1964 avec 50 points de sondages. L'évaluation de la salinité des sols a été déterminée sur extrait sol-eau 1/2.
- Etude AJCI (1985) : l'échantillonnage a été effectué en deux missions, la première de février à mars 1984 et la seconde en octobre de la même année. 64 profils ont été réalisés dans cette étude et le bilan de la salinité a été déterminé sur extrait de pâte saturée.

## 2. Méthodes d'étude

### 2.1. Analyses des échantillons au laboratoire

---

#### 2.1.1. Analyses de sols

- Caractéristiques physico-chimiques :
  - Granulométrie : méthode internationale à la pipette Robinson pour les argiles et les limons Fins, et par tamisage pour les sables fins et grossiers.
  - $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$  : rapport terre/eau de 1 / 2.5
  - Carbone : méthode de Anne.
  - Calcaire total : méthode volumétrique au calcimètre de Bernard.
  - Gypse : méthode gravimétrique par  $\text{BaCl}_2$ .
- Bilan de salure :

La détermination du bilan de salure des échantillons de sols a été effectuée sur extrait de pâte saturée. Les caractéristiques chimiques suivantes de la solution du sol ont été mesurées :

- Conductivité électrique (CE) : mesure au conductimètre.
- pH : mesure au pH-mètre.
- $\text{Cl}^-$  : dosé par la méthode titrimétrique au  $\text{AgNO}_3$ .
- $\text{SO}_4^{--}$  : dosé par la méthode gravimétrique au  $\text{BaCl}_2$ .
- $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{--}$  : dosage par titrimétrie au  $\text{H}_2\text{SO}_4$ .
- $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Na}^+$  : dosage par absorption atomique.
- Résidu sec (RS) : par dessiccation à 105 °C.

### **2.1.2. Analyses des eaux**

L'analyse chimique des échantillons d'eaux a été réalisée avec les mêmes techniques que pour les solutions de sols. Les caractéristiques déterminées sont les suivantes :

- Conductivité électrique (CE).
- pH
- Cations solubles ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{Na}^+$ ).
- Anions solubles ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{--}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{--}$ ).
- Résidu sec (RS).

## **2.2. Les outils de traitement des données**

---

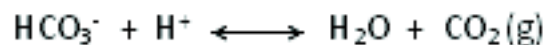
### **2.2.1. Le traitement statistique**

Afin d'identifier, hiérarchiser et quantifier les différentes sources de variation de la composition chimique des solutions, une analyse en composante principale (ACP) a été conduite à partir de la matrice des corrélations. Cette méthode permet de supprimer l'effet du choix des unités ou des disparités liées aux comparaisons entre éléments mineurs et majeurs. Cette méthode de traitement des données multi-paramètres permet de hiérarchiser les processus impliqués. Elle permettra de différencier les processus majeurs qu'il faudra intégrer dans une éventuelle étude de modélisation du fonctionnement hydrosalin du bassin versant, mais également les processus de seconde importance qu'il ne faudra pas retenir. Elle consiste à rechercher des valeurs propres de la matrice des corrélations. Les valeurs propres permettent d'accéder aux axes présentant un maximum d'inertie, les axes factoriels. Habituellement, chaque axe factoriel représente une source de variabilité indépendante de celle portée par les autres axes factoriels, car ces axes sont orthogonaux dans l'hyper-espace à « n » dimensions si « n » paramètres sont mesurés.

### **2.2.2. La modélisation thermodynamique**

L'activité ionique des espèces aqueuses a été calculée grâce au modèle «AQUA» dérivé de «GYPSOL» (Vallès et de Cockborne, 1992). Ce modèle d'association ionique utilisant la loi de Debye-Huckel (1923) a été spécialement adapté au cas des solutions salines jusqu'à des forces ioniques de 1 ou 2 ; ce qui est largement suffisant pour cette étude. Il a été testé sur une grande diversité de régions affectées par la salinité (Vallès et *al.*, 1989 et 1997 ; Marlet et *al.*, 1996 ; Barbiéro et *al.*, 2001). Ce modèle intègre la formation de complexe ou de paires d'ions tels que  $\text{CaHCO}_3^+$  ou  $\text{CaCO}_3^0$  par exemple. A partir de la mesure du

pH et de la température mesurés sur le terrain ainsi que de l'analyse chimique réalisée au laboratoire, il permet de calculer les activités chimiques des espèces aqueuses tels que les éléments majeurs et leur répartition entre les formes libres ou complexes, ainsi que la pression partielle équilibrante en  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ). Ces données permettent de connaître l'état de saturation des solutions par rapport aux différents minéraux. Dans notre cas, les mesures du pH du sol n'ont pas été réalisées sur le terrain. Elles ont donc probablement été perturbées par des phénomènes de dégazage en  $\text{CO}_2$  des solutions. Les calculs ont été réalisés en se rapportant à une valeur de la  $p\text{CO}_2$ , régnant habituellement dans les sols et les nappes :  $p\text{CO}_2 = 10^{-1.8}$ . Le pH équilibrant les solutions est alors calculé à partir de l'équilibre :



Enfin, ce logiciel permet de simuler l'évolution de la composition chimique des eaux lors de leur concentration sous l'effet d'un climat aride, en intégrant les échanges ioniques entre la solution et la capacité d'échange cationique (CEC) et aussi les précipitations ou dissolution de minéraux.

### 2.2.2.1. Etude du faciès chimique

Il est déterminé par le diagramme de Piper qui permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons simultanément. Le diagramme de Piper est composé de deux triangles permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique et d'un losange synthétisant le faciès global. Ce type de diagramme est particulièrement utilisé pour étudier l'évolution du faciès des solutions lorsque la concentration augmente ou pour distinguer des groupes d'échantillons. Dans ce dernier cas, l'utilisation est voisine de celle d'un plan factoriel d'ACP. D'autre part, le diagramme de Piper est également intéressant pour juger de l'importance relative des précipitations ou dissolution d'éléments majeurs entre deux analyses. Le simple déplacement de position d'un ion parallèlement au coté d'un triangle, traduit un enrichissement ou un appauvrissement relatif de la solution pour l'ion concerné. Par exemple, la comparaison sur une même source d'eaux minérales en provenance de deux forages, l'un profond, l'autre plus superficiel, et pour lesquels on noterait des teneurs en sulfates supérieures sur le forage le plus superficiel, pourrait traduire des dissolutions de sulfates ( $\text{SO}_4^{--}$ ) lors du transit des eaux depuis la profondeur vers la surface.

### 2.2.2.2. Les diagrammes de concentration

L'étude de la variation de composition chimique des eaux, lorsque leur minéralité augmente sera également abordée grâce au logiciel «AQUA». En effet, la partie amont du bassin versant du lac Fetzara, constituée par les sous bassins versants des oueds, est caractérisée par un climat méditerranéen avec une période sèche marquée, favorable à la concentration des eaux par évaporation (Djamai et al., 2006a). Des phénomènes de concentration des eaux sont tout à fait prévisibles. L'originalité de ce système par rapport aux milieux calcaires, gypseux et salins habituellement connus autour du bassin méditerranéen, est le fait que la lithologie locale est constituée de matériaux gréseux non calcaires. Les sols salés se développant dans ce type de milieux ont été peu étudiés, ce qui justifie l'intérêt de cette étude. Donc, afin de préciser l'évolution de la composition chimique lors du processus de concentration, des diagrammes vont être tracés. Le facteur de concentration (FC) égal au

rapport entre le volume initial d'eau ( $V_i$ ) et le volume final ( $V_f$ ) après concentration ( $FC = V_i/V_f$ ) peut être estimé grâce à un traceur hydrochimique tel que le chlorure par le rapport des concentrations en  $Cl^-$  de la solution étudiée et de la solution la moins concentrée servant de référence ( $FC = Cl^-/Cl^-_{min}$ ). En effet, on pense que l'ion chlorure est un bon indicateur de l'état de concentration d'une solution, puisque cet ion ne précipite qu'à des forces ioniques élevées (Gallali, 1980).

Les résultats obtenus à partir des diagrammes, présentent en ordonnée le logarithme de la molalité et en abscisse le logarithme du facteur de concentration. Dans ces diagrammes, les molalités des ions chlorures apparaissent alignées suivant une droite de pente égale à 1 puisqu'elles ont servi à l'élaboration du facteur de concentration (Barbiéro et Vallès, 1992).

### **2.2.2.3. Equilibres entre solution et minéraux**

Le modèle «AQUA» permet de prévoir l'évolution des molalités des différents ions par concentration, simulant ainsi une évaporation de la solution considérée. L'état du complexe adsorbant à l'équilibre avec la solution du sol est également simulé (Vallès, 1987). «AQUA» utilise les données de concentration des différents éléments chimiques dissous dosés au laboratoire, en plus des paramètres déterminés sur le terrain tels que le pH et la température. A la sortie, il donne la spéciation des différents éléments chimiques ainsi que l'activité chimique permettant de calculer l'état de saturation des solutions avec les différents éléments. Dans le cas de ce travail sur les solutions des sols et les eaux du lac Fetzara, les calculs thermodynamiques ont porté sur les équilibres des solutions avec deux minéraux essentiels qui sont la calcite et le gypse qui ont une solubilité modérée par rapport aux autres sels solubles. D'autre part, en raison de l'absence de mesures du pH de solution de sol sur le terrain, la valeur de la pression en  $CO_2$  équilibrant la solution a été estimée à  $pCO_2 = 10^{-1.8}$ . Cette valeur a été reprise pour la simulation qui a été réalisée en supposant constante cette pression en  $CO_2$  au cours de l'évaporation

### **2.2.2.4. L'alcalinité résiduelle et l'alcalinité résiduelle généralisée**

Le concept d'alcalinité résiduelle dérive du concept de carbonates résiduels de Eaton (1950). L'alcalinité résiduelle calcite est la différence des équivalents d'alcalinité et de calcium (Hardie et Eugster, 1970 ; Van Beek et Van Breemen, 1973) :

$$\text{Alcalinité résiduelle calcite (ARc)} = \text{Alcalinité} - Ca^{++} \quad (\text{en } \text{eq/l})$$

Lorsque les solutions se concentrent et atteignent l'équilibre avec la calcite, l'évolution des teneurs en  $Ca^{++}$  et de l'alcalinité dépendra du signe de l'alcalinité résiduelle calcite. Si cette dernière est positive, la teneur en calcium diminue et l'alcalinité augmente ainsi que le pH ; les solutions évoluent vers la voie alcaline. Si l'alcalinité résiduelle calcite est négative, la teneur en  $Ca^{++}$  augmente, alors que l'alcalinité et le pH diminuent. Droubiet *al.* (1980) étendent ce concept à l'alcalinité résiduelle généralisée, par exemple l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (AR c+g) qui se calcule ainsi :

$$\text{Alcalinité résiduelle calcite + gypse (AR c+g)} = \text{Alcalinité} + SO_4^{--} - Ca^{++}$$



Ce concept d'alcalinité résiduelle permet de prévoir qualitativement le sens de variation de la concentration des différents éléments dans les solutions des sols et les eaux étudiées.

# Chapitre IV. Evolution de l'ETAT DE salinité des sols

## Introduction

L'objectif de ce travail est de présenter l'état de salinité des sols sur certaines périodes durant les 50 dernières années et ensuite de cerner l'évolution temporelle de la salinité des sols du lac Fetzara sur une période de 50 ans. Pour cela, les données de plusieurs études sont utilisées. Il s'agit d'abord d'anciennes études faites entre 1950 et 1985, elles appartiennent à Durand (1950), Ifagrari (1967) et AJCI (1985) ; elles ont été complétées par la suite par nos propres travaux effectués entre 1988 et 2000 (Djamai, 1993 ; Djamai, 2000).

Il est utile de rappeler que pour des objectifs différents, ces études n'ont pas été toutes menées de la même manière que ce soit sur le terrain ou au laboratoire. C'est le cas notamment de la prospection par des sondages pratiqués par certaines études, et des profils par d'autres. Par ailleurs, certaines méthodes de mesure de la salinité mise en œuvre sont différentes.

## 1. Les études utilisées

---

### 1.1. Etude Durand (1950)

L'étude a été réalisée en tenant compte des zones homogènes de la végétation et l'échantillonnage a été réalisé pendant la saison sèche (août 1949). Les points de prélèvement des échantillons ont été fixés sur des alignements orientés de manière à traverser les zones de végétation en des endroits où elles étaient aussi larges que possible ; ceci a donné lieu à 39 profils. La carte de la salinité des sols du lac Fetzara a été établie à l'origine à partir de leurs teneurs en chlorures ( $\text{Cl}^-$ ) pour être par la suite reconverties en salinité globale représentée par la CE en mS/cm à 25 °C à partir de la teneur en NaCl.

### 1.2. Etude Ifagraria (1967)

Dans cette étude, les prélèvements ont été effectués à partir du mois août 1964 et se sont prolongés jusqu'au terme de la saison sèche. 50 points de sondages ont été réalisés sur les horizons 0 – 50 cm et 50 - 150cm avec une densité moyenne d'un profil pour 480 ha. Le nombre de sondages a été réduit soit pour son uniformité, soit parce qu'il a été tenu compte de 29 profils de l'étude de Durand (1950). L'évaluation de la salinité des sols a été déterminée sur extrait terre-eau 1/2.

### 1.3. Etude AJCI (1985)

L'échantillonnage a été effectué en deux missions :

- Première mission : février à mars 1984, ce qui correspond à une saison humide ; sur une superficie de près de 10000 ha.

Deuxième mission : octobre 1984, ce qui correspond à une saison sèche ; elle a porté sur le centre du lac et les plaines du Sud-Est et de l'Ouest, soit une superficie de 8500 ha.

Au total, 64 profils ont été réalisés, les horizons 0 - 50 cm et 50 -150 cm ont été échantillonnés. Dans cette étude, il a été tenu compte également des données recueillies lors des prospections effectuées sur le terrain par Ifagraria (1967) et l'INRH (1981).

#### **1.4. Etude Djamai (1993)**

Cette étude a été effectuée pendant la période allant de novembre à décembre 1988. Un nombre de 28 points de sondages ont été réalisés sur les deux premiers horizons (0 - 25 cm et 25 - 50 cm). La conductivité électrique a été déterminée sur extrait de pâte saturée (Djamai, 1993).

#### **1.5. Etude Djamai (2000)**

L'étude a été réalisée en se basant sur les cartes de salinité établies par AJCI (1985) et Djamai (1993). En effet, la superposition des deux cartes a permis de localiser au niveau de l'intersection des différentes unités de salinité les points d'échantillonnage. Pour cette étude, 40 points de sondages ont été déterminés et comme dans l'étude précédente, la CE a été évaluée sur extrait de pâte saturée au niveau des deux premiers horizons (0 - 25 cm et 25 - 50 cm). L'échantillonnage a été effectué durant la période allant d'octobre à novembre 1999.

## **2. Les résultats des différentes études**

---

### **2.1. Etude de Durand (1950)**

Les valeurs de la conductivité électrique montrent que la salinité était plus élevée aux alentours du lac qu'au centre. La zone de Cheurfa, située au Sud-Est du lac était la plus affectée avec des valeurs dépassant parfois 45 mS/cm à 25 °C, cette valeur n'a jamais été atteinte par la suite. D'autres taches de salinité, plus ou moins importantes, ont été signalées particulièrement au Nord-Est et au Nord-Ouest (figure 4.1). Cependant, selon la carte de la distribution des sels solubles sur les sols du lac Fetzara, il s'avère que d'une manière générale, la salinité pouvait être considérée comme importante sur l'ensemble des sols, puisqu'en dehors du centre, la CE dépasse les 5 mS/cm à 25 °C sur plus de 42% des terres dont plus de 14% avec des valeurs supérieures à 14 mS/cm. D'autre part, nous constatons que l'unité de salinité 0 - 5 mS/cm étant très large, car la plupart des laboratoires du monde considèrent qu'un sol est déjà salé à partir de 2 mS/cm. Tout ceci laisse supposer que la superficie des sols affectés par le phénomène de salinisation serait plus importante (tableau IV.I et figure 4.2). Lors de cette étude, un seul élément soluble a été déterminé, il s'agit de l'ion chlorure ( $\text{Cl}^-$ ). La concentration en chlorures était importante avec des valeurs se situant le plus souvent entre 120 et 180 méq/l et pouvant parfois dépasser les 450 méq/l près de Cheurfa au Sud-Est du lac.

Tableau IV.I. Répartition des classes de salinité dans l'horizon de surface (Durand, 1950).

CE (mS/cm à 25 °C)	Superficie (ha)	%
< 5	10802.05	58.07
5 - 9	2626.64	14.12
9 - 14	2511.72	13.50
14 - 24	1493.90	8.03
> 24	1165.57	6.26
Total	18600	100

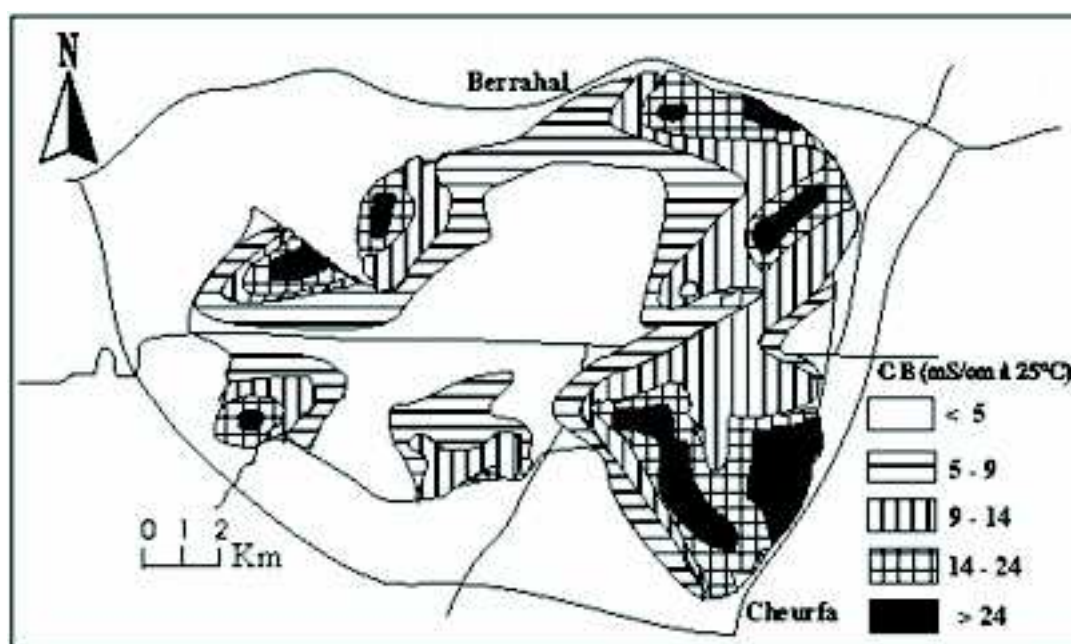


Figure 4.1. Distribution spatiale des classes de salinité dans l'horizon de surface (Durand, 1950).

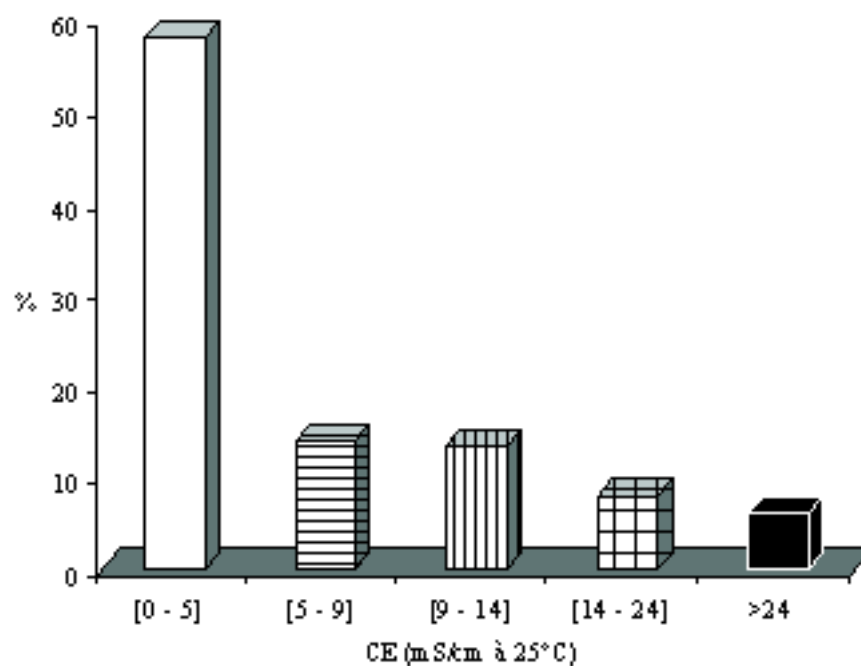


Figure 4.2. Histogrammes des fréquences des classes de salinité dans l'horizon de surface

(Durand, 1950).

## 2.2. Etude d'Ifagrarria (1967)

Dans cette étude effectuée près 15 ans après celle de Durand (1950), il a été remarqué que la salinité globale était plus importante dans les zones périphériques du lac où elle atteignait la valeur maximale de 21 mS/cm à 25 °C au Nord de Cheurfa (Sud-Est du lac), à l'Ouest et à l'Est du lac près du canal principal, suivant ainsi le gradient d'écoulement des eaux. Le centre était moins salé avec une CE se situant entre 4 et 12 mS/cm à 25 °C (figure 2.3). La superficie des sols salés ayant une CE supérieure à 4 mS/cm représente plus de 50%. L'unité 7 – 12 mS/cm est la plus importante avec 38%, par contre celle qui est >12 mS/cm représente à peu près 10% (tableau IV.II et figures 4.3 et 4.4). Le faciès chimique dominant des sols est du type chloruré-sodique.

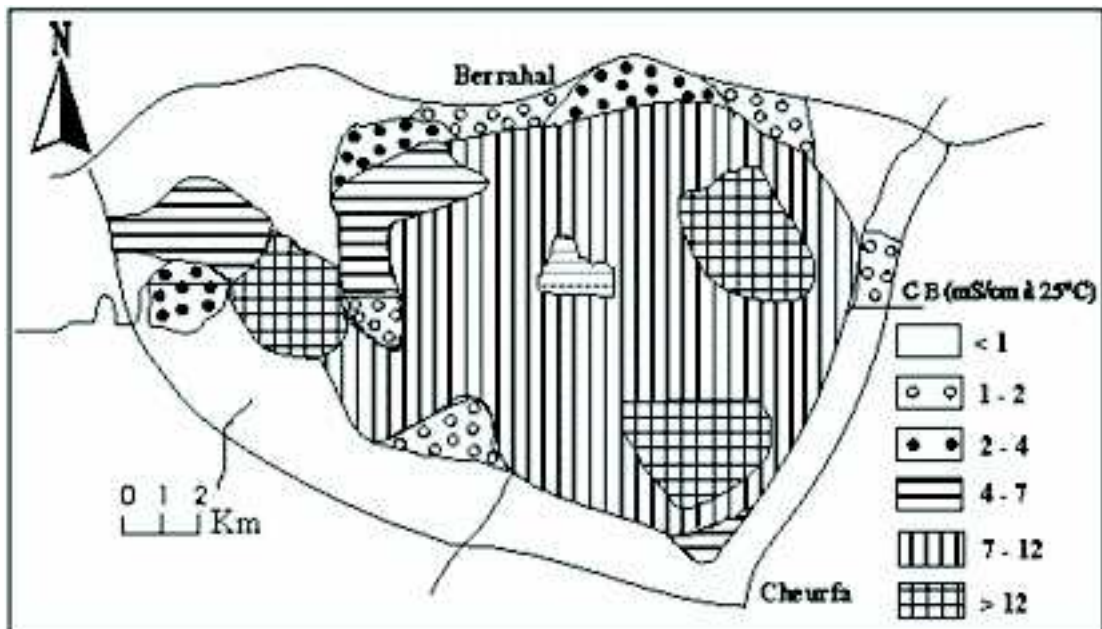


Figure 4.3. Distribution spatiale des classes de salinité dans l'horizon de surface (Ifagrarria, 1967).

Tableau IV.II. Répartition des classes la salinité dans l'horizon de surface (Ifagrarria, 1967).

CE (mS/cm à 25 °C)	Superficie (ha)	%
< 1	6127.98	32.94
1 - 2	1029.63	5.53
2 - 4	813.74	4.37
4 - 7	1577.66	8.48
7 - 12	7074.58	38.03
> 12	1976.23	10.62
Total	18600	100

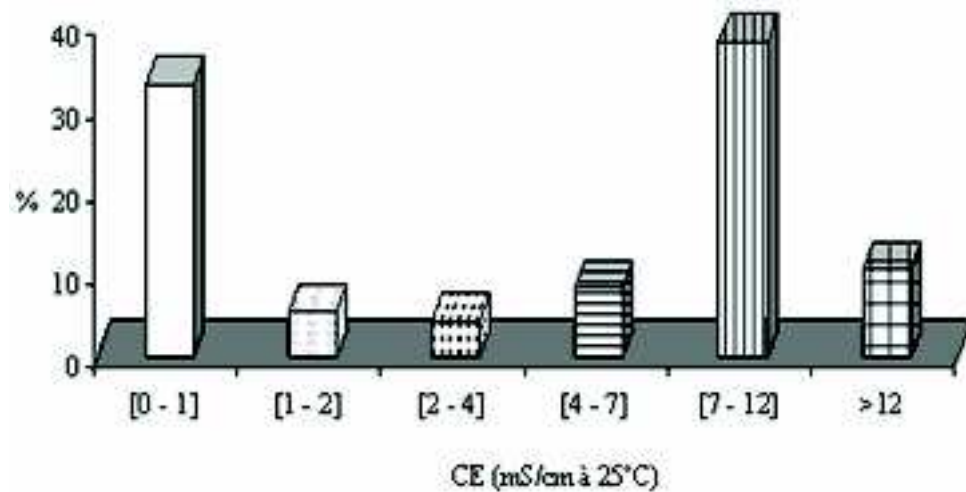


Figure 4.4. Histogrammes des fréquences des classes de salinité dans l'horizon de surface

(Ifagraria, 1967).

### 2.3. Etude de AJCI (1985)

L'étude AJCI (1985) montre que les zones représentant les valeurs de salinité les plus élevées étaient particulièrement localisées près de Cheurfa dans la partie Sud-Est du lac et au Sud de Berrahal, c'est-à-dire sur le pourtour du lac (figure 4.5). Les unités de salinité 4 - 8 et 8 - 16 mS/cm à 25 °C couvraient plus de 55% des sols du lac dont 38% pour la première classe. Dans l'ensemble, la superficie affectée par une salinité supérieure à 8 mS/cm à 25 °C était relativement limitée au centre du lac (tableau IV.III et figures 4.5 et 4.6). Il est possible qu'une grande partie des sels solubles ait été drainée vers le canal principal pour être évacuée en dehors du lac. Ce résultat confirme l'hypothèse sur le phénomène de désalinisation en cours. Le faciès chimique dominant est comme dans la précédente étude, du type chloruré-sodique.

Tableau IV.III. Répartition des classes de salinité dans l'horizon de surface (AJCI, 1985).

CE (mS/cm à 25 °C)	Superficie (ha)	%
< 1	5662.24	30.44
1 - 2	938.22	5.04
2 - 4	427.96	2.30
4 - 8	3209.70	17.26
8 - 16	7209.50	38.76
16 - 24	806.54	4.33
> 24	345.66	1.85
Total	18600	100



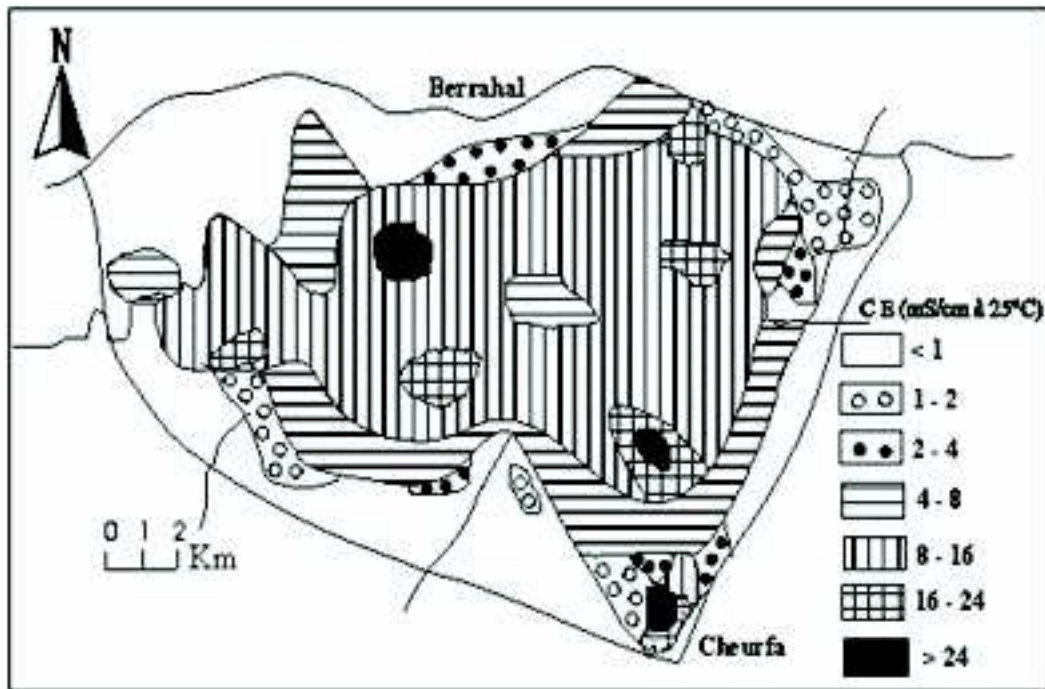


Figure 4.5. Distribution des classes de salinité dans l'horizon de surface (AJCI, 1985).

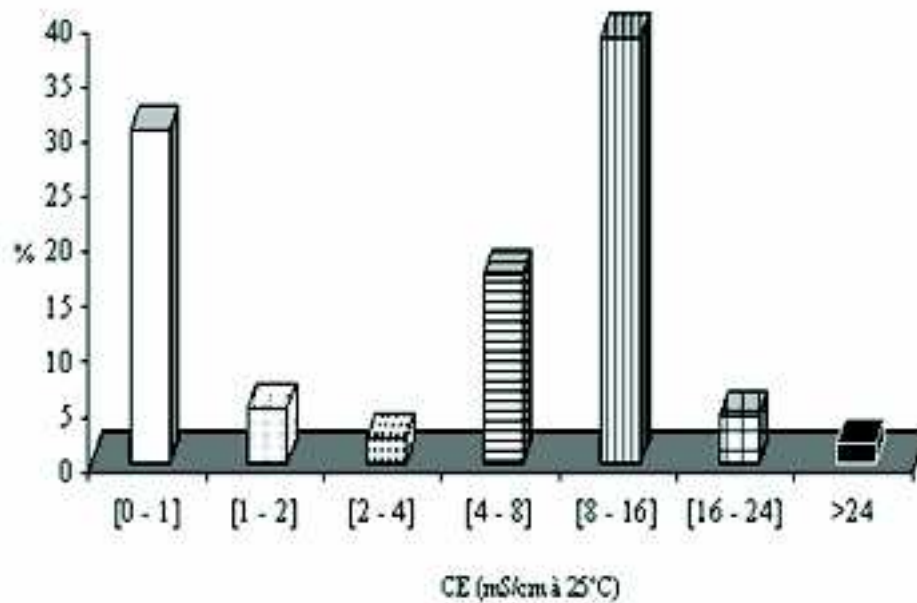


Figure 4.6. Histogrammes des fréquences des classes de salinité dans l'horizon de surface (AJCI, 1985).

#### 2.4. Etude de Djamai (1993)

Les résultats obtenus lors de cette étude indiquent que la salinité était toujours élevée, particulièrement au Nord, à l'Est et au Sud-Est du lac Fetzara. Au centre, il existe une

plage légèrement moins affectée, ceci est certainement dû au lessivage des sols par les eaux de drainage du bassin versant de l'oued El-Hout. L'Ouest qui constitue la partie amont du lac, semble être la zone la moins atteinte par les sels solubles, à cause du gradient d'écoulement des eaux (figure 4.7). Au niveau des valeurs de la salinité, la conductivité électrique moyenne calculée était estimée à 7.55 mS/cm à 25 °C avec des teneurs maximales dépassant parfois 23 mS/cm, surtout au Sud de Berrahal et à l'Est du lac. La classe la plus importante était représentée par l'unité 8 -16 mS/cm avec plus de 41% des terres alors les unités inférieures à 8 mS/cm représentent plus de 55% (tableau IV.IV et figure 4.8). Le faciès chimique dominant est du type chloruré-sodique. Les chlorures avec une teneur moyenne de 83.75 méq/l, étaient particulièrement importants dans la partie Sud-Est du lac avec un maximum à 225.20 méq/l. Le sodium ( $\text{Na}^+$ ) représente plus de 50% du total des cations et enregistre une valeur maximale de 136.11 méq/l au Sud-Est.

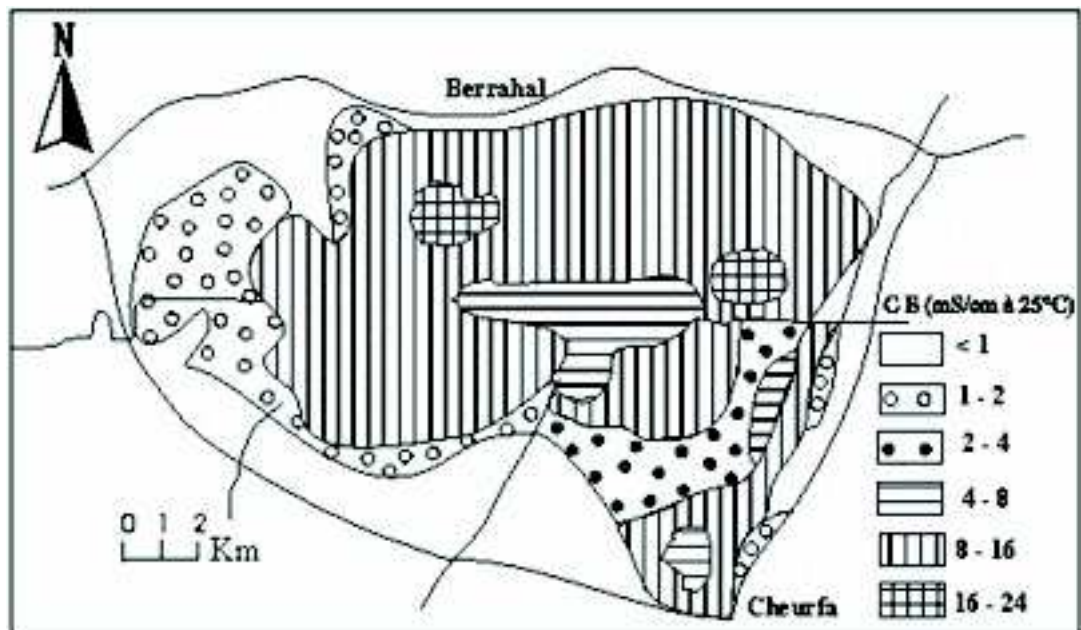


Figure 4.7. Distribution des classes de salinité dans l'horizon de surface (Djamai, 1993).

Tableau IV.IV. Répartition des classes de salinité dans l'horizon de surface (Djamai, 1993).

CE (mS/cm à 25 °C)	Superficie (ha)	%
< 1	5563.50	29.91
1 - 2	2584.22	13.90
2 - 4	1069.90	5.75
4 - 8	1218.04	6.55
8 - 16	7719.74	41.50
16 - 24	444.42	2.40
Total	18600	100

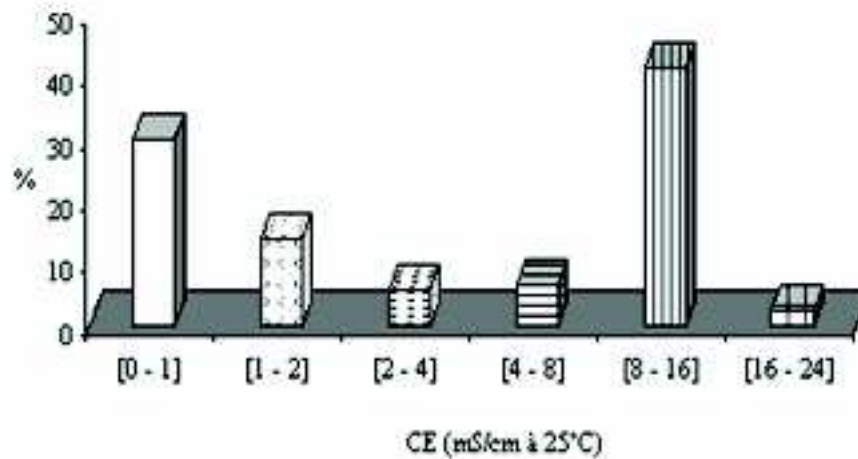


Figure 4.8. Histogrammes des fréquences des classes de salinité dans l'horizon de surface

(Djamai, 1993).

## 2.5. Etude de Djamai (2000)

Cette étude montre que les valeurs les plus élevées de la CE ne dépassaient guère 8 mS/cm à 25 °C. La partie centrale et les zones limitrophes du lac étaient relativement plus salées que le reste. Un anneau relativement moins salé est situé à l'intérieur d'une surface relativement plus salée. Les parties Est et Sud-Est restent les plus salées, ceci est certainement lié au gradient d'écoulement des eaux (figure 4.9). La superficie des terres ayant un CE inférieure à 4 mS/cm représente près de 66%, alors que l'unité la plus élevée, c'est-à-dire 4 – 8 mS/cm, représente moins de 34% (tableau IV.V et figure 4.10). Le faciès chimique dominant est toujours comme dans les précédentes études chloruré-sodique. Les teneurs en chlorures varient entre 120 et 180 méq/l, et sont toujours très fortes, particulièrement dans la partie Est du lac et au Nord de Cheurfa. Les concentrations en sodium évoluent dans le même sens que ceux des chlorures avec des valeurs variant entre 40 et 80 méq/l.

Tableau IV.V. Répartition des classes de salinité dans l'horizon de surface (Djamai, 2000).

CE (mS/cm à 25 °C)	Superficie (ha)	%
< 1	5359.42	28.80
1 - 2	1733.93	9.32
2 - 4	5201.80	27.99
4 - 8	6305.20	33.89
Total	18600	100

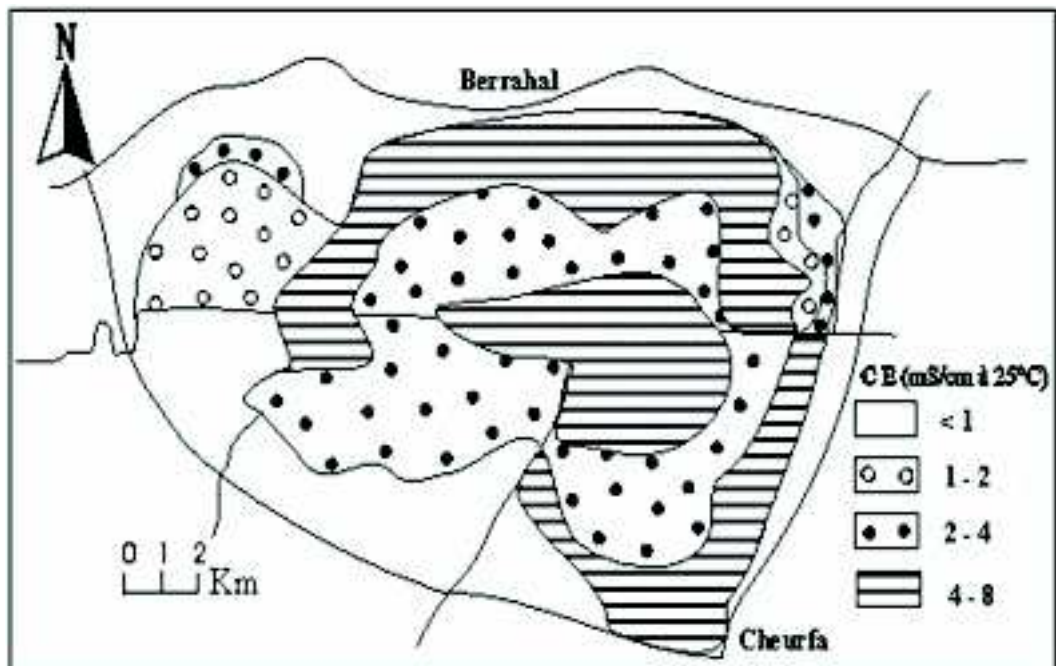


Figure 4.9. Distribution des classes de salinité dans l'horizon de surface (Djamai, 2000).

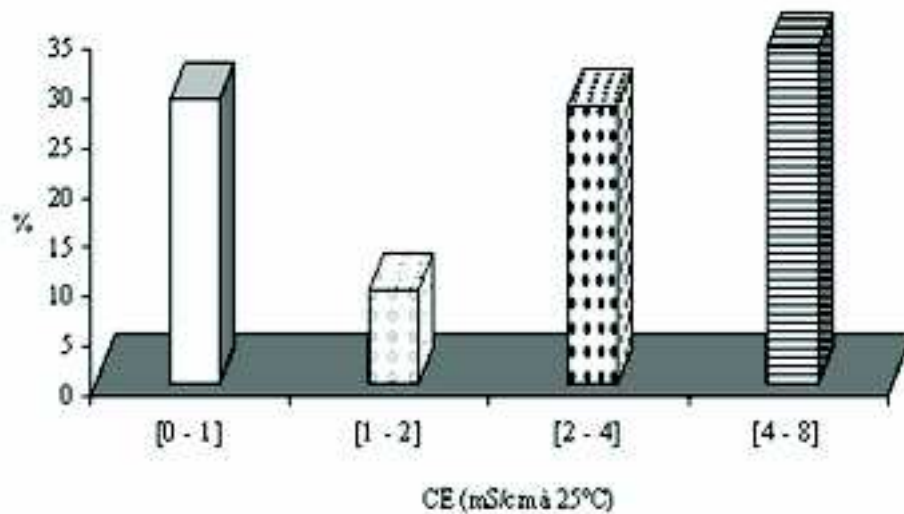


Figure 4.10. Histogrammes des fréquences des classes de salinité dans l'horizon de surface (Djamai, 2000).

### 3. Evolution temporelle de la salinité

La détermination de la tendance évolutive de la salinité des sols du lac Fetzara à partir de différentes études couvrant une période de près de 50 ans, a révélé qu'un processus de désalinisation est entrainé de se produire sur ce site. Les valeurs maximales de la conductivité électrique de la solution de l'horizon de surface ont fortement diminué, elles sont passées de 45 mS/cm à 25°C (Durand, 1950) à environ 8 mS/cm à 25°C (Djamai, 2000).

La première étude réalisée par Durand (1950), montre que la majorité des sols étaient affectés par la salinité, soit plus de 70% des terres. Cependant, le plus important à retenir dans cette étude, c'est surtout les valeurs très fortes de la CE, atteignant parfois 45 mS/cm à 25°C, ce qui laisse supposer que la salinité des sols du lac Fetzara était excessivement élevée et qu'elle était plus importante sur le pourtour qu'au centre du lac.

L'étude suivante (Ifagraria, 1967), effectuée 17ans après celle de Durand (1950), a révélé que la salinité des sols était toujours importante, sans pourtant que la valeur maximale dépasse 21 mS/cm à 25°C. La superficie des terres ayant une salinité supérieure à 4 mS/cm ne représente que 50% du total ; ce résultat marque une certaine désalinisation des sols du lac Fetzara.

L'étude AJCI (1985), réalisée respectivement 35 et 18 ans après les deux précédentes, a révélé qu'il y avait eu effectivement un processus de désalinisation qui était entrain de se produire sur les sols du lac Fetzara. En effet, la surface des terres dont la CE dépassait 8 mS/cm à 25°C couvrait environ 44% contre plus de 48% chez Ifagraria (1967). Il semble qu'une grande partie des sels accumulés sous l'effet de l'alternance des périodes de submersion et d'assèchement des sols du lac aurait subi un drainage vers le canal principal pour être évacuée en dehors de la zone.

Les deux dernières études et en même temps les plus récentes (Djamai, 1993 et Djamai, 2000) n'ont fait que confirmer le processus de désalinisation enclenché sur les sols du lac Fetzara. Les unités représentant les classes de salinité importante ont encore diminué pour enfin de compte disparaître. Dans la dernière étude (Djamai, 2000), les valeurs de la CE apparaissent inférieures à 8 mS/cm à 25°C dans tous les sols étudiés.

Tous ces résultats suggèrent un déplacement des sels vers la périphérie du lac avec une désalinisation du centre. Pour expliquer cette évolution de la salinité sur les sols du lac Fetzara, il est utile de rappeler tout d'abord que le climat de la région de Annaba présente un déficit pluviométrique important (Pluviométrie < Evaporation). Par ailleurs, la structure temporelle des termes du bilan hydrique est assez complexe. La pluie et surtout l'évaporation présentent des variations cycliques annuelles avec une saisonnalité indiscutable, ce qui conduit habituellement à la concentration des éléments solubles dans les sols se traduisant par leur salinisation (Djamai *et al.*, 2006a). En effet, même si le bilan hydrique annuel de la région du lac Fetzara est largement déficitaire, les pluies peuvent être importantes pour certaines périodes de l'année, le bilan périodique sera plus positif, favorisant ainsi la recharge de la nappe et la lixiviation des éléments solubles (Djili et Daoud, 2000 ; Hachicha *et al.*, 2003). Enfin, il faut signaler que même si les sols du lac Fetzara gardent leur statut de sols salés, en 50 ans ils ont subi une désalinisation naturelle très importante.

## Conclusion

Les différentes études présentées montrent une diminution dans le temps de la concentration des sels solubles dans l'horizon de surface de la zone étudiée. Elles montrent également une diminution spatiale de la salinité de l'amont (Ouest) vers l'aval (Est) suivant ainsi le gradient d'écoulement des eaux, ce qui confirme la dynamique générale de la désalinisation.

Ces résultats suggèrent que les sols d'un lac seraient en phase de désalinisation partielle au cours des 50 dernières années.



# CHAPITRE V. APPROCHE STATISTIQUE MULTIVARIEE DES DONNEES CHIMIQUES DES SOLUTIONS DE SOLS ET DES EAUX

## Introduction

Les échantillons de sols et d'eaux prélevés sur le lac Fetzara ont fait l'objet de mesures de nombreux paramètres. L'objet de ce traitement des données est de déterminer les différentes sources de variabilités de la chimie des solutions de sols et des eaux et de hiérarchiser les différents processus géochimiques qui prédominent dans ce milieu.

Dans beaucoup de cas, il convient d'utiliser le traitement statistique le plus approprié, c'est la raison pour laquelle nous privilégierons une approche synthétique, plus globale grâce à l'Analyse en Composantes Principales (ACP). Cette méthode permet d'étudier les sources indépendantes de la variabilité de tous les paramètres confondus, au lieu d'étudier paramètre par paramètre.

C'est une méthode factorielle, c'est-à-dire qu'elle permet de déterminer des axes factoriels indépendants dans l'hyper-espace des « n » paramètres mesurés. Ces axes sont orthogonaux dans cet hyper-espace, ce qui induit une indépendance entre ceux-ci. L'ACP peut être calculée à partir de la matrice des covariances ou bien à partir de celle des corrélations. Dans le premier cas, la méthode favorise les paramètres dont les mesures donnent des valeurs élevées, au détriment des autres paramètres. Comme dans les analyses des solutions, il existe des mesures de nature diverses telles que le pH mesuré en unité pH, c'est-à-dire logarithmique, le résidu sec (en g/l) ou les concentrations des ions (en méq/l) ; il est préférable d'effectuer les calculs à partir de la matrice des corrélations qui éliminent ces inconvénients.

Les données des campagnes d'échantillonnage 1988 et 1999 seront traitées ensemble que ce soit pour les solutions des sols ou pour les eaux.

## 1. Les solutions de sols

### 1.1. La variabilité de la composition de la solution de sol

---

Le but de ce travail est de caractériser la variabilité de la composition chimique des solutions de sols prélevés sur le lac Fetzara. Les traitements portent sur l'ensemble des données des campagnes 1988 et 1999.



Pour chaque échantillon, les données traitées portent sur les mesures du pH, de la conductivité électrique (CE en mS/cm), du résidu sec (RS en g/l), de l'alcalinité (még/l), des teneurs en  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Cl^-$  et  $SO_4^{--}$  dont les concentrations ioniques sont exprimées en még/l. Ce sont donc au total 10 paramètres qui seront traités grâce à l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

Les solutions montrent une variabilité globale assez forte. en effet, les coefficients de variation, qui sont le rapport entre l'écart type et la variance, présentent d'une manière générale des valeurs comprises entre 57 % et 99%, excepte le pH (tableau V.I).

la composition chimique des solutions des sols est donc très variable, ce résultat est relativement fréquent en milieu sale, particulièrement au Maghreb, ou dans la plupart des cas, les paramètres présentent une grande variabilité spatiale (Ouardi, 2006).

**Tableau V.I. Statistiques descriptives des différentes variables de la solution de sols (campagnes 1988 et 1999).**

Variables	Minimum	Maximum	Moyenne	Variance	Ecart type	Coefficient de variation
$K^+$	0.0001	0.0068	0.0015	0.0000	0.0012	0.804
$Na^+$	0.0038	0.1613	0.0635	0.0013	0.0367	0.578
$Ca^{++}$	0.0003	0.0443	0.0165	0.0001	0.0105	0.638
$Mg^{++}$	0.0011	0.0354	0.0146	0.0001	0.0084	0.576
$Cl^-$	0.0034	0.2572	0.0950	0.0036	0.0605	0.637
$SO_4^{--}$	0.0002	0.0450	0.0150	0.0001	0.0103	0.686
Alcalinité	0.0003	0.0068	0.0022	0.0000	0.0014	0.663
pH	4.4500	8.2500	7.1986	0.5390	0.7342	0.102
RS	0.3100	56.6400	10.4463	105.8204	10.2869	0.985
CE	0.1600	23.4600	5.5920	15.1397	3.8909	0.696

Ce premier examen sommaire basé sur le calcul des moyennes et des variances permet déjà de fixer certaines familles de comportement chimique des différents paramètres. Il est possible d'établir un classement des différents paramètres chimiques en fonction de leur coefficient de variation qui est le suivant :

- Faible coefficient de variation : pH.
- Moyen coefficient de variation :  $Na^+$ ,  $Cl^-$ ,  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $SO_4^{--}$ , CE et alcalinité.
- Fort coefficient de variation : RS.

## 1.2. La matrice des corrélations

Les résultats montrent que les corrélations sont positives et significatives entre  $Na^+$ ,  $Cl^-$ ,  $Ca^{++}$  et  $Mg^{++}$  (tableau V.II). Habituellement dans le contexte de solutions salées, lorsque la concentration des solutions par évaporation est la principale source de variation de la qualité des solutions, il est fréquent d'obtenir des coefficients de corrélation plus élevés entre les éléments solubles tels que  $Na^+$ ,  $Cl^-$  que ceux qui sont présentés pour le lac Fetzara.

Ceci peut indiquer que, dans le cas précis du lac Fetzara, le déterminisme de la qualité des solutions est plus complexe et que les mécanismes impliqués sont plus nombreux. Ce type de résultats devrait se traduire par une plus grande dispersion de la variance entre les différents axes factoriels.

Dans le cas du Fetzara, les plus fortes valeurs correspondent aux couples  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{++}/\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{++}$  et  $\text{Cl}^-/\text{Ca}^{++}$ . Les valeurs négatives concernent particulièrement les couples entre un élément soluble par exemple  $\text{Na}^+$  ou  $\text{Cl}^-$  avec l'alcalinité.

**Tableau V.II. Les coefficients de corrélation entre les paramètres de la solution de sols (campagnes 1988 et 1999).**

Paramètres	$\text{K}^+$	$\text{Na}^+$	$\text{Ca}^{++}$	$\text{Mg}^{++}$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{--}$	Alc	pH	RS	CE
$\text{K}^+$	1.000	0.022	-0.126	0.070	0.062	-0.143	-0.141	0.140	0.082	0.106
$\text{Na}^+$	0.022	1.000	0.590	<b>0.684*</b>	<b>0.895*</b>	0.320	-0.092	-0.066	0.502	0.152
$\text{Ca}^{++}$	-0.126	0.590	1.000	<b>0.839*</b>	<b>0.781*</b>	0.470	-0.188	-0.169	0.447	0.086
$\text{Mg}^{++}$	0.070	<b>0.684*</b>	<b>0.839*</b>	1.000	<b>0.835*</b>	0.465	-0.298	-0.175	0.565	0.200
$\text{Cl}^-$	0.062	<b>0.895*</b>	<b>0.781*</b>	<b>0.835*</b>	1.000	0.151	-0.118	-0.096	0.570	0.236
$\text{SO}_4^{--}$	-0.143	0.320	0.470	0.465	0.151	1.000	-0.331	-0.151	0.164	-0.156
Alc	-0.141	-0.092	-0.188	-0.298	-0.118	-0.331	1.000	0.115	-0.293	-0.126
PH	0.140	-0.066	-0.169	-0.175	-0.096	-0.151	0.115	1.000	-0.295	-0.140
RS	0.082	0.502	0.447	0.565	0.570	0.164	-0.293	-0.295	1.000	0.298
CE	0.106	0.152	0.086	0.200	0.236	-0.156	-0.126	-0.140	0.298	1.000

\* : corrélation significative à 5 %.

### 1.3. Analyse en Composantes Principales (ACP)

Les résultats suivants ont été obtenus par une ACP effectuée sur la matrice des corrélations. En effet, les unités des différents paramètres ne sont pas homogènes notamment entre RS, CE et les concentrations des éléments chimiques, ce qui induit une hétérogénéité des ordres de grandeur des valeurs. Ainsi quatre sources de variabilités importantes apparaissent. L'ACP montre un premier axe factoriel représentant à lui seul 41% de la variabilité totale, tout paramètre confondu ; c'est un processus important qui devrait être facilement identifié. Il est suivi ensuite par le second, le troisième et le quatrième axe avec respectivement des inerties sensiblement proches de 14%, 12% et 11% (tableau V.III et figure 5.1). Les autres axes, avec des pourcentages de variance inférieurs à 8%, sont négligeables et portent probablement sur des imprécisions analytiques.

**Tableau V.III. Valeurs de la distribution de la variance selon les différents axes factoriels.**

vecteur propre	valeur propre	variance expliquée %	pourcentage cumulé
1	0.717	7.172	7.172
2	4.080	40.807	47.980
3	0.384	3.846	51.827
4	0.119	1.197	53.025
5	0.000	0.000	53.025
6	0.548	5.485	58.510
7	1.219	12.190	70.701
8	1.113	11.131	81.832
9	0.431	4.3122	86.145
10	1.385	13.854	100

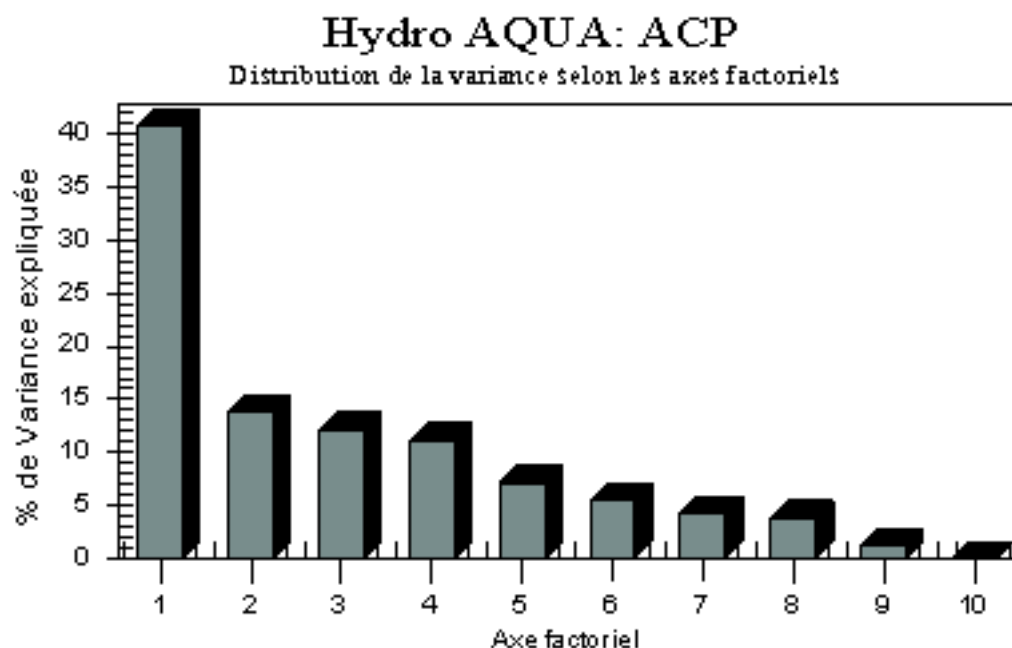


Figure 5.1. Taux de variance expliquée selon les différents axes factoriels.

Ainsi, pour le lac Fetzara, un mécanisme semble prédominant pour la chimie des solutions des sols, puis viennent ensuite trois processus ou sources de variation à peu près d'égale importance. Il convient donc maintenant de tenter de déterminer quels sont ces processus ou sources de variation de la composition chimique des solutions des sols. Pour cela, les deux premiers plans factoriels seront examinés successivement.

### 1.3.1. Le premier plan factoriel

Le premier plan factoriel est constitué par le croisement du premier et du second axe factoriel. Ce plan de l'hyper-espace permet de visualiser d'un seul regard sur un graphique la position des différents paramètres. Lorsque la distance d'un paramètre au centre (0,0) du repère est importante, cela veut dire que le paramètre joue un rôle important dans ce plan factoriel, mais lorsqu'il est proche du centre du repère, son rôle est faible. Pour déterminer la source de variabilité représentée par le premier axe, on oppose les éléments situés à droite contre ceux qui sont situés à gauche. Ainsi, on remarque que le premier axe factoriel, oppose les éléments solubles dont la concentration augmente fortement avec

la salinité, à savoir  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{++}$  et accessoirement RS (le résidu sec) et  $\text{Ca}^{++}$  avec les éléments dont la concentration est contrôlée par la précipitation de minéraux comme l'alcalinité et le pH (figure 5.2). Ce cas de figure est habituel pour les sols salés. Ce premier axe traduit la concentration globale des solutions sous l'effet de l'évaporation et donc du climat. Habituellement cet axe porte 65 à 75% de la variance. Sa relativement faible inertie traduit la complexité de notre système.

Pour déterminer la source de variabilité représentée par le second axe, on oppose les éléments situés en bas contre ceux qui sont situés en haut. Partant de ceci, on constate que le second axe factoriel oppose  $\text{SO}_4^{--}$  au  $\text{K}^+$  et à CE. Il pourrait s'agir d'une opposition dans les phénomènes de sulfato-réduction, processus extrêmes de réduction dans ce type de milieu, souvent inondé par les eaux durant une grande partie de l'année et de fixation de  $\text{K}^+$  par certains minéraux argileux (figure 5.2).

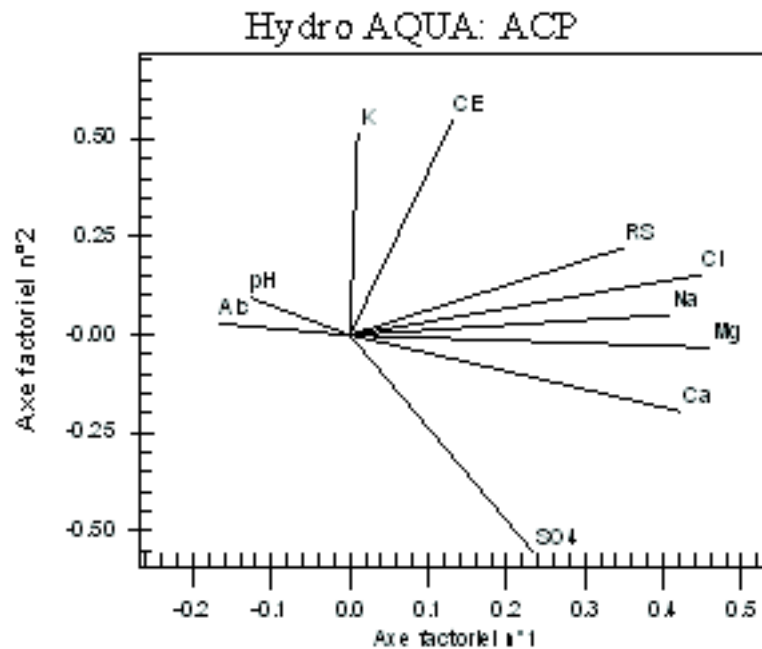


Figure 5.2. Premier plan factoriel. Contribution des différentes variables de la solution de sols (campagnes 1988 et 1999).

### 1.3.2. Le second plan factoriel

Il est constitué des axes factoriels N°1 et N°3. Le premier axe a été discuté précédemment dans le premier plan factoriel, seul le troisième axe sera donc étudié. Ce troisième axe factoriel, oppose  $\text{SO}_4^{--}$  et CE à l'alcalinité et au pH (figure 5.3). Cette opposition sulfates-alcalinité se rencontre parfois en hydrochimie et peut correspondre à deux cas possibles :

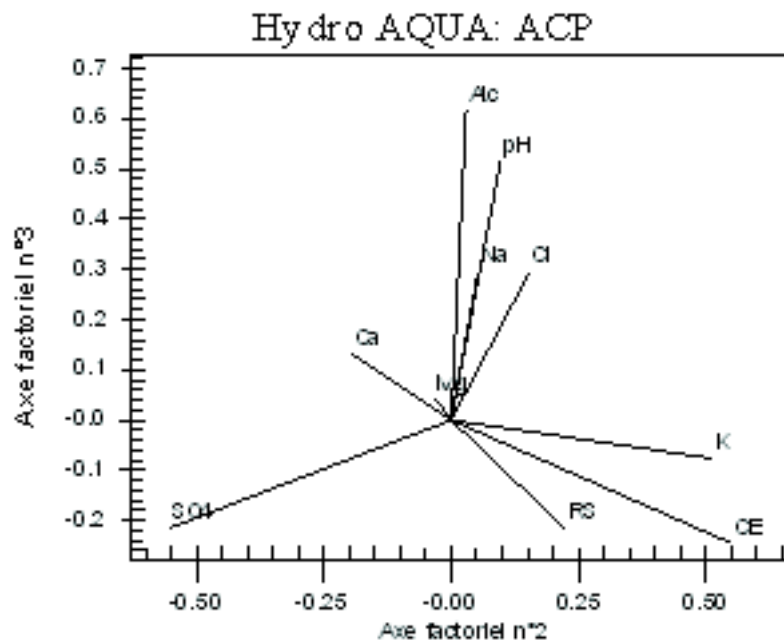


Figure 5.3. Second plan factoriel. Contribution des différentes variables de la solution de sols (campagnes 1988 et 1999).

- Dans certains cas, deux origines de solutions conduisent à des mélanges lorsque des eaux sont riches en sulfates par dissolution du gypse par exemple, elles sont plus minéralisées (corrélation positive  $\text{SO}_4^{--}/\text{CE}$ ) et l'apport de  $\text{Ca}^{++}$  par la dissolution du gypse conduit à une précipitation de la calcite qui diminue l'alcalinité (opposition  $\text{SO}_4^{--}/\text{alcalinité}$ ).
- Dans d'autres cas, lorsque les processus d'oxydo-réduction sont très actifs, ou bien lorsque la lithologie renferme des pyrites, c'est-à-dire du sulfure de fer ( $\text{FeS}_2$ ), l'oxydation de cette dernière conduit à la libération d'acide qui conduit à une diminution de l'alcalinité et à une augmentation de la conductivité électrique ; alors que la formation de pyrites sédimentaires libère de l'alcalinité.

## 2. Les eaux

### 2.1. La variabilité de la composition des eaux

Il est d'abord utile de rappeler l'étude statistique des échantillons d'eau s'est faite d'une manière groupée sans distinction des périodes de prélèvement.

Les résultats montrent une forte variabilité des différents paramètres. En effet, les coefficients de variation sont très élevés, dépassant parfois les 100%. (tableau V.IV).

Tableau V.IV. Statistiques descriptives des différentes variables des eaux.

Variables	Minimum	Maximum	Moyenne	Variance	Ecart type	Coefficient de variation
K <sup>+</sup>	0.0000	0.0025	2.74E-04	1.66E-07	4.08E-04	1.4903
Na <sup>+</sup>	0.0003	0.0367	9.14E-03	3.93E-05	6.27E-03	0.6862
Ca <sup>++</sup>	0.0001	0.0269	5.30E-03	2.39E-05	4.89E-03	0.9229
Mg <sup>++</sup>	0.0003	0.0123	2.76E-03	5.24E-06	2.29E-03	0.8298
Cl <sup>-</sup>	0.0006	0.1045	1.50E-02	2.74E-04	1.66E-02	1.1015
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	0.0002	0.0212	3.87E-03	1.04E-05	3.22E-03	0.8325
Alc	0.0003	0.0145	2.76E-03	4.72E-06	2.17E-03	0.7871
pH	6.25	9.5	7.76	2.68E-01	5.18E-01	0.0666
RS	0.01	10.65	1.41	2.2974182	1.5157	1.0754
CE	0.23	22.9	2.98	11.4680	3.3864	1.1367

Le classement des différents paramètres chimiques des eaux en fonction de leur coefficient de variation qui est le suivant :

- Faible coefficient de variation : pH.
- Moyen coefficient de variation : Na<sup>+</sup> et alcalinité.
- Fort coefficient de variation : Ca<sup>++</sup>, Mg<sup>++</sup>, SO<sub>4</sub><sup>--</sup>,
- Très fort coefficient de variation : K<sup>+</sup>, CE, Cl<sup>-</sup> et RS.

## 2.2. La matrice des corrélations

La matrice des corrélations ne révèle pas de forts coefficients, ce qui est peu habituel dans un système de sols salés. Les deux coefficients plus élevés ont été enregistrés entre les couples Cl<sup>-</sup>/Ca<sup>++</sup> et Cl<sup>-</sup>/Na<sup>+</sup> (tableau V.V).

**Tableau V.V. Coefficients de corrélation entre les différentes variables des eaux.**

Variables	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Alc	pH	RS	CE
K <sup>+</sup>	1.000	0.020	-0.027	-0.090	0,030	-0.089	- 0.039	-0.206	-0.056	-0.052
Na <sup>+</sup>	0.021	1.000	0.510	0.591	<b>0.720*</b>	0.283	0.107	0.075	0.186	0.187
Ca <sup>++</sup>	-0.028	0.510	1.000	<b>0.611*</b>	<b>0.868*</b>	0.216	-0.001	0.011	0.511	0.483
Mg <sup>++</sup>	-0.091	0.591	<b>0.611*</b>	1.000	<b>0.684*</b>	0.444	0.016	0.059	0.277	0.062
Cl <sup>-</sup>	0.031	<b>0.720*</b>	<b>0.868*</b>	<b>0.684*</b>	1.000	-0.033	-0.086	0.031	0.423	0.352
SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	-0.089	0.283	0.216	0.444	-0.033	1.000	-0.005	-0.035	0.085	0.019
Alc	-0.040	0.107	-0.001	0.016	-0.086	-0.005	1.000	0.218	-0.066	0.092
pH	-0.206	0.075	0.011	0.059	0.031	-0.035	0.218	1.000	0.049	0.046
RS	-0.056	0.186	0.511	0.277	0.423	0.085	-0.066	0.049	1.000	0.397
CE	-0.095	0.187	0.483	0.062	0.352	0.019	0.092	0.046	0.397	1.000

\* : corrélation significative à 5 %.

## 2.3. Analyse en Composantes Principales (ACP)

### 2.3.1. Les axes factoriels et la distribution de la variance

La distribution de la variance selon les axes factoriels de l'ACP montre un premier axe portant environ 35% de l'inertie. Cette valeur est faible pour des échantillons d'eau se trouvant dans un milieu considéré comme étant salé et dénote encore une fois une certaine complexité du système hydrochimique. Deux autres processus ou sources de variation suivent avec 13% de la variance pour chacun. Ce sont donc des processus de second ordre (tableau V.VI et figure 5.4).

Tableau V.VI. Valeurs de la distribution de la variance selon les différents axes factoriels.

vecteur propre	valeur propre	variance expliquée (%)	Pourcentage cumulé
1	0.8934	8.93	8.93
2	0.3949	3.95	12.88
3	3.49E+00	34.89	47.78
4	0.2236	2.24	50.01
5	5.82E-13	0.00	50.01
6	1.3135	13.14	63.15
7	0.7129	7.13	70.22
8	1.3446	13.45	83.73
9	0.5730	5.73	89.46
10	1.0542	10.54	100.00

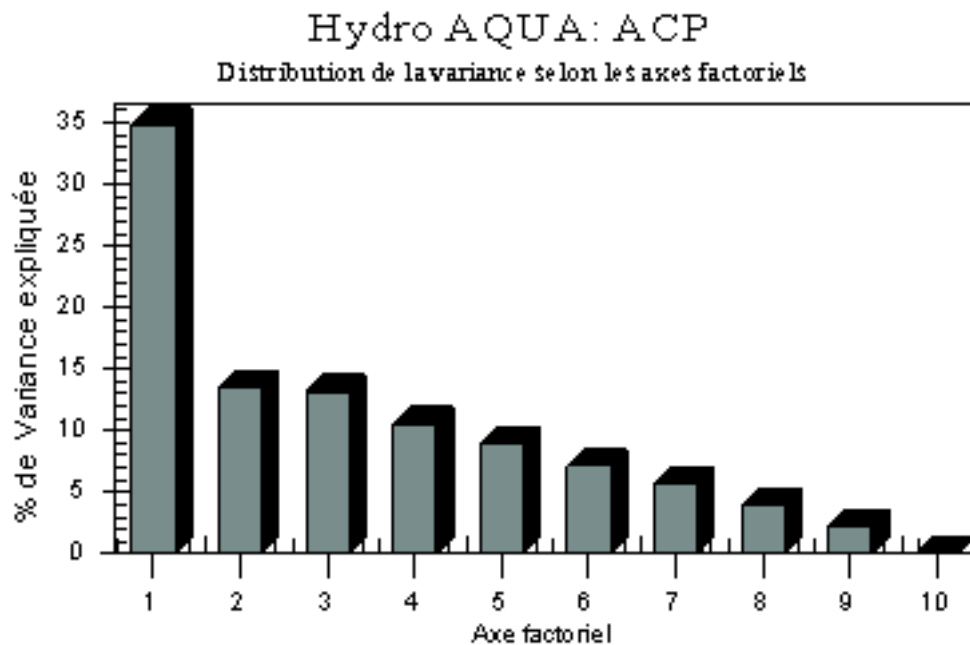


Figure 5.4. Présentation graphique de la distribution de la variance en fonction des différents axes factoriels.

### 2.3.2. Le premier plan factoriel



Ce premier axe oppose les éléments solubles ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$ , RS et CE) aux éléments peu solubles (alcalinité). Il s'agit d'un axe de concentration globale des eaux ou axe de salinité. Ainsi, l'augmentation de la concentration des eaux avec la salinité totale représente le processus le plus important (figure 5.5). Le second axe oppose  $\text{K}^+$  à l'alcalinité et au pH. Cet axe doit être associé à des processus de fixation ou de rétrogradation du potassium par les minéraux argileux.

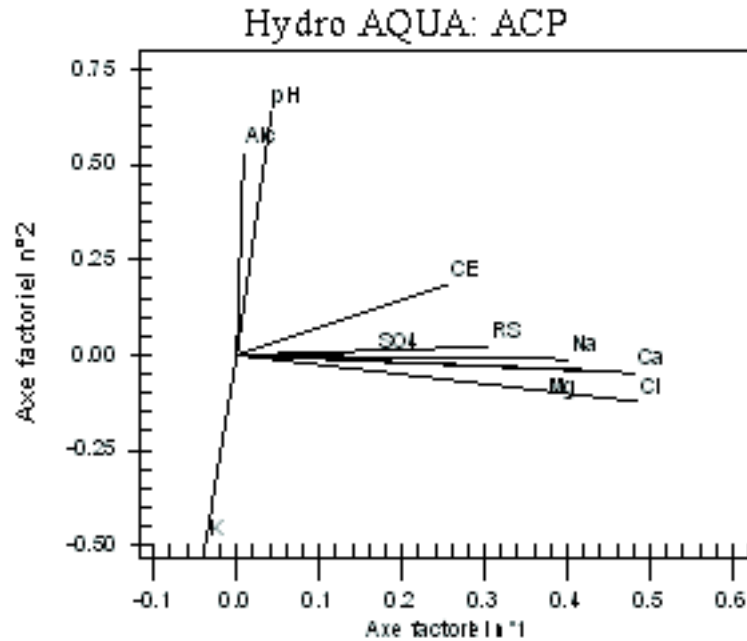


Figure 5.5. Premier plan factoriel. Contribution des différentes variables des eaux.

### 2.3.3. Le second plan factoriel

Le troisième axe oppose  $\text{SO}_4^{--}$  aux autres éléments solubles. Cet axe traduit probablement des processus d'oxydo-réduction qui affectent les sulfates. Lors de la sulfato-réduction, même discrète, la teneur en sulfates diminue et l'alcalinité augmente (figure 5.6).

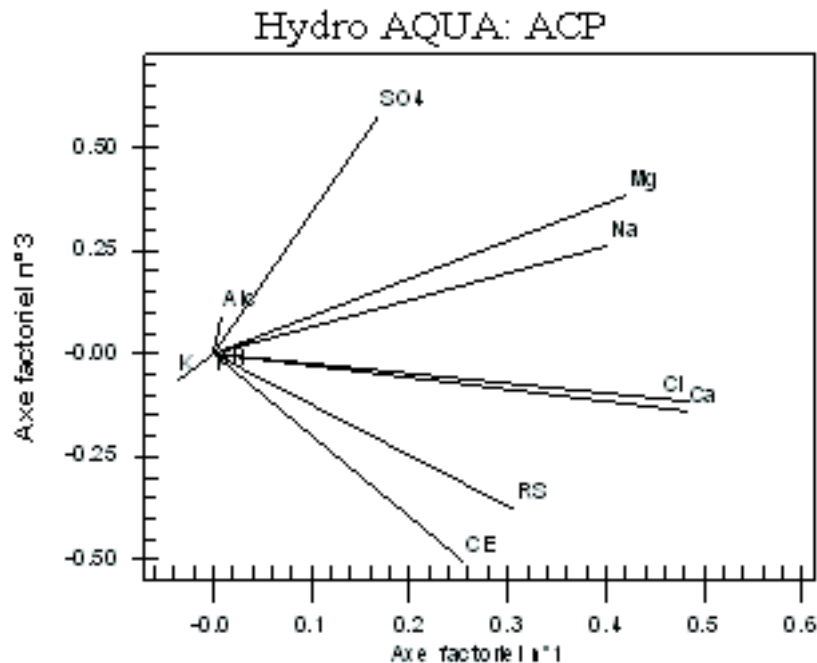


Figure 5.6. Second plan factoriel. Contribution des différentes variables des eaux.

### 3. Discussion et conclusion

Cette approche statistique montre que les solutions de sols du lac Fetzara présentent une composition très variable. La concentration globale des solutions par évaporation serait la principale source de variabilité, c'est-à-dire le premier processus par ordre d'importance. Il représente à lui seul 41 % de la variance pour les deux campagnes d'échantillonnage confondues (1988 et 1999). Cette composante peut être attribuée à la salinité des sols (Talla Diagne et Cescas, 1997). Trois autres processus ou sources de variation de second ordre suivent avec à peu près la même importance. A cause du faible pourcentage d'inertie qu'ils représentent, et qui varie entre 11 et 18%, leur identification est délicate, mais il semble que les processus d'oxydo-réduction et la variabilité spatiale de la chimie des sulfates, avec présence du gypse ou de pyrite, doivent être considérés (Kirk, 2004 ; Ouardi, 2006). Le troisième processus pourrait être un phénomène d'échange ionique entre la solution du sol et le complexe adsorbant.

Concernant l'approche statistique sur les eaux, les résultats ont révélé des valeurs d'inertie assez faibles pour un milieu considéré comme étant affecté par le phénomène de salinisation. Ceci confirme l'hypothèse sur la complexité du milieu, avancée par certains auteurs ayant travaillé sur ce site (Joleaud, 1936 ; Durand, 1950 ; Djamai, 1993). En effet, plusieurs hypothèses ont été émises sur l'origine de la salinité des sols du lac Fetzara. La première et la plus ancienne émane de Joleaud (1936) qui laisse penser que le lac était une mer résiduelle ou une lagune dont les eaux auraient lavé des terrains salifères comme ceux du Trias. Pour d'autres, la salinité semble être due au lavage par les eaux de ruissellement des roches cristallines du massif montagneux de l'Edough qui limite le lac au Nord (Durand, 1950). Cependant, les faciès chimiques des eaux du lac et des eaux

du massif étant différents, ceci rend cette supposition impossible. A titre d'exemple, l'oued Mélah par la résonance de son nom est supposé être salé ; cependant toutes les analyses de ses eaux sur plusieurs périodes et à différentes saisons, ont démontré que sa salinité globale est parmi les plus faibles des sources d'eau se trouvant sur le lac Fetzara. D'autre part, ces analyses chimiques ont montré la présence de plusieurs familles d'eaux sur des surfaces souvent très réduites, ce qui laisse ouvert le débat sur l'origine de la salinité du lac Fetzara (Djamai, 1993).

En résumé, l'approche statistique multivariée appliquée aux solutions de sols et aux eaux du lac Fetzara permet de suggérer trois processus géochimiques fondamentaux responsables de l'évolution de la composition chimique des solutions, il s'agit de la salinisation, du phénomène d'échanges ioniques, et de la sulfato-réduction. Le phénomène de salinisation, qui faut-il le rappeler correspond à une augmentation de la concentration des solutés par évaporation, serait le phénomène prédominant.

# Chapitre VI. APPROCHE GÉOCHIMIQUE

## Des solutions DES SOLS

Les différentes analyses des solutions de sols du lac Fetzara montrent que ce site peut être considéré comme un milieu affecté par le phénomène de salinisation (Djamai, 1993 ; Djamai et *al.*, 2007). L'analyse statistique multivariée a permis de hiérarchiser les processus géochimiques qui président à la salinisation des sols et de dégager les principaux indicateurs (Vallès et de Cockborne, 1992 ; Valet, 1995). L'objectif de ce chapitre est de tenter de mieux cerner les processus géochimiques qui se déroulent lors de la salinisation des sols.

Le traitement des données des deux campagnes (1988, 1999) sera effectué globalement, à l'instar de l'approche statistique. Les différences éventuelles entre les deux campagnes seront signalées.

### 1. Evolution du faciès chimique des solutions de sols

Les analyses des teneurs en éléments majeurs permettent de préciser le faciès chimique de ces solutions et son évolution lorsqu'elles se concentrent.

Les solutions de sols du lac Fetzara présentent une variation importante du faciès chimique. Dans le diagramme des anions, on distingue deux groupes de points, l'un à évolution vers le pôle chloruré alors que le second est proche du pôle sulfaté. Dans le diagramme des cations, les points représentant les différents échantillons sont répartis presque en un seul groupe évoluant vers le pôle sodique. Donc, on peut dire que les solutions évoluent depuis un faciès chimique sulfaté-calcique vers un faciès chloruré-sodique (figure 6.1). Ce type de variation est assez fréquent en Afrique du Nord (Vallès et *al.*, 1989 ; Daoud, 1993 ; Vallès et *al.*, 1997 ; Hachicha et *al.*, 2000), dans ce cas les solutions évoluent habituellement dans la voie saline neutre (Cheverry, 1974).

En définitive, les solutions de sols du lac Fetzara présentent quatre types de faciès chimiques dont l'un domine très largement, c'est le chloruré-sodique qui représente 74% du total pour les deux campagnes confondues. Le traitement séparé des deux campagnes, confirme le maintien de l'évolution du faciès chimiques global (tableau VI.I).

Tableau VI.I. Fréquence des faciès chimiques dominant par nombre de solutions et par campagne.

Faciès chimiques dominant	Campagne 1988	Campagne 1999	Campagnes 1988 et 1999	%
Chloruré-Sodique	43	28	71	73.95
Chloruré-Calcique	13	2	15	15.63
Sulfaté-Calcique	-	5	5	5.20
Sulfaté-Sodique	-	5	5	5.20
Total	56 solutions	40 solutions	96 solutions	100

## Hydro AQUA: Diagramme de Piper

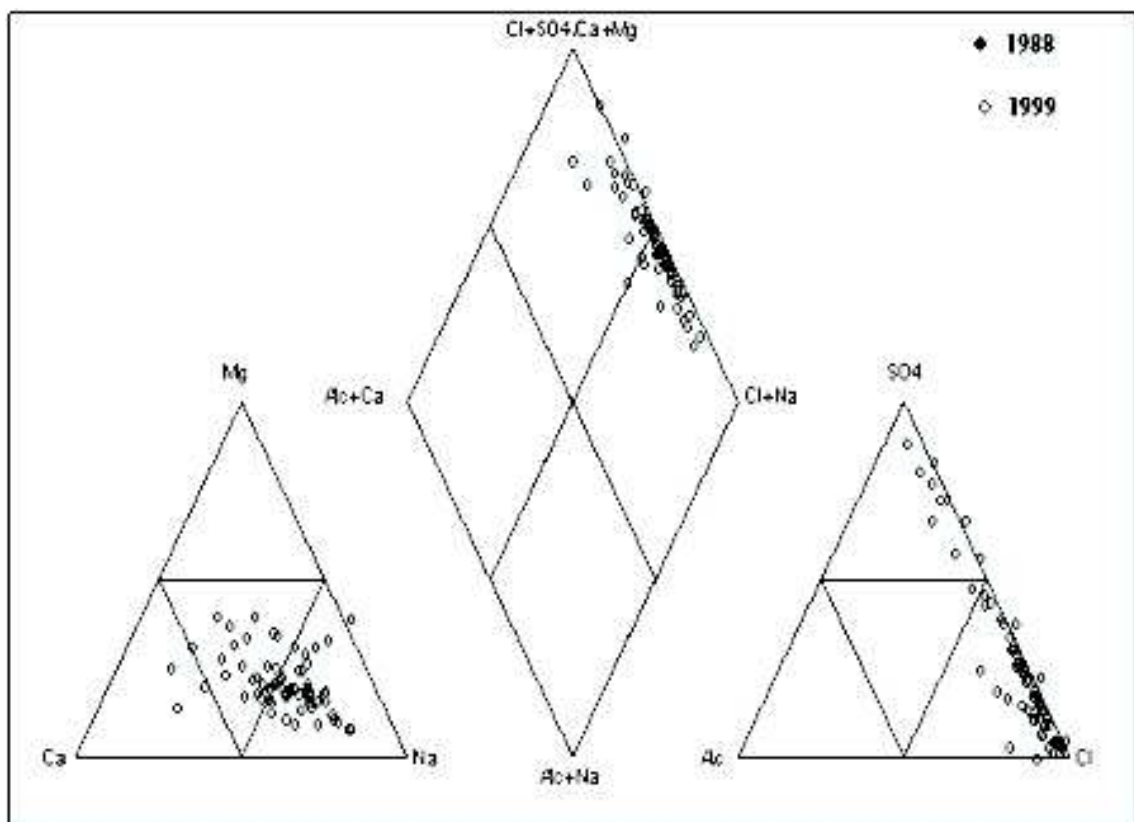


Figure 6.1. Faciès chimique des solutions de sols.

## 2. Diagrammes de concentration

Dans un milieu évaporitique littoral comme celui du lac Fetzara, le chlorure est un élément abondant et soluble ; il peut donc être utilisé comme traceur hydrochimique. En effet l'emploi de cet élément est fréquent. Seuls les cas de faciès chimiques pauvres en  $\text{Cl}^-$  et affectés par de forts processus d'oxydo-réduction sont inadaptés à l'utilisation du chlorure comme traceur à cause des phénomènes de sorption ou de co-précipitation du chlorure par des

oxydes et hydroxydes ferreux et ferriques (Laudelout et Chiang, 1995 ; Boivin et *al.*, 1999 ; Condom et *al.*, 1999).

Il est alors possible d'estimer un facteur de concentration (FC) global d'une solution par le rapport entre la teneur en  $\text{Cl}^-$  de cet échantillon et la teneur en  $\text{Cl}^-$  de l'échantillon le plus dilué (Barbiéro et Vallès, 1992).

Les calculs et les graphiques ont été réalisés pour l'ensemble des solutions de sols des deux campagnes. Les diagrammes obtenus montrent (figure 6.2) :

- une dispersion notable des points, ce qui signifie que les solutions de sols du lac Fetzara ne peuvent pas être considérées, dans le détail, comme un système hydrochimique unique. Au delà du phénomène de salinisation par concentration des eaux, il existe une autre source de variabilité de la composition chimique.
- lorsque les solutions se concentrent, la teneur en calcium augmente, mais moins fortement que les chlorures. Cet écart montre que des ions calcium sont soustraits à la solution. La précipitation de calcite, dès le début du processus, puis du gypse lorsque les eaux sont suffisamment concentrées (au-delà de  $\log(\text{FC}) = 0.5$ ) pourrait expliquer ces variations. Il convient de remarquer qu'à partir de  $\log(\text{FC}) = 0.5$ , l'augmentation des teneurs en sulfates ralentit au même titre que le calcium. Cette observation suggère l'hypothèse de la précipitation du gypse (Vallès et Bourgeat, 1988 ; Zougari, 1996 ; Hamdi-Aissa et *al.*, 2004).
- l'alcalinité est stable et a même tendance à diminuer. Ce résultat conforte l'hypothèse de la précipitation de la calcite avec une alcalinité  $< \text{Ca}^{++}$  (en méq/l), c'est-à-dire dans le cadre d'une alcalinité résiduelle calcite négative. Par ailleurs, le nuage de points représentatifs des teneurs en alcalinité présente une très forte dispersion. Ce résultat traduit une forte variabilité des teneurs en  $\text{CO}_2$  de ces solutions et donc de la solubilité de la calcite. Pour les solutions de sols, la forte variabilité de la pression partielle en  $\text{CO}_2$  ( $p\text{CO}_2$ ) atteste d'une variabilité des conditions d'aération de ces solutions. Des processus redox sont donc probables dans ce système (Bourrié, 1976 ; Marlet et *al.*, 1998b).
- les variations des teneurs en sodium sont comparables à celle des chlorures, sauf pour les solutions diluées. Pour ces dernières, les teneurs en  $\text{Na}^+$  augmentent moins vite que celles des  $\text{Cl}^-$ . Ceci doit être attribué aux phénomènes de fixation par les argiles. Lorsque les solutions sont concentrées en sodium, la sorption par les argiles ne peut affecter significativement les concentrations et c'est pourquoi ce phénomène n'est perceptible qu'à de faibles concentrations. Ce processus est relativement fréquent en Afrique du Nord (Gallali, 1980 ; Vallès et *al.*, 1995 ; Hamdi-Aissa, 2001 ; Ouardi, 2006),
- les teneurs en potassium sont très stables. Cet élément est contrôlé par les minéraux argileux qui le fixent préférentiellement (Assa, 1976 ; Jardine et Sparks, 1984 ; Wang et *al.*, 2004).

En résumé, les diagrammes de concentration montrent une fixation en  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  (accessoirement du  $\text{Mg}^{++}$ ) et une désorption de  $\text{Ca}^{++}$  par les argiles lorsque les solutions se concentrent (Rieu et *al.*, 1991 ; Suarez et Wood, 1993). Par ailleurs, il semblerait que les solutions atteignent successivement la saturation avec la calcite puis avec le gypse et que ces deux minéraux précipitent (Droubi et *al.*, 1976). Cependant, il convient de confirmer

ces hypothèses en étudiant par exemple l'état d'équilibre des solutions avec les différents minéraux cités précédemment.

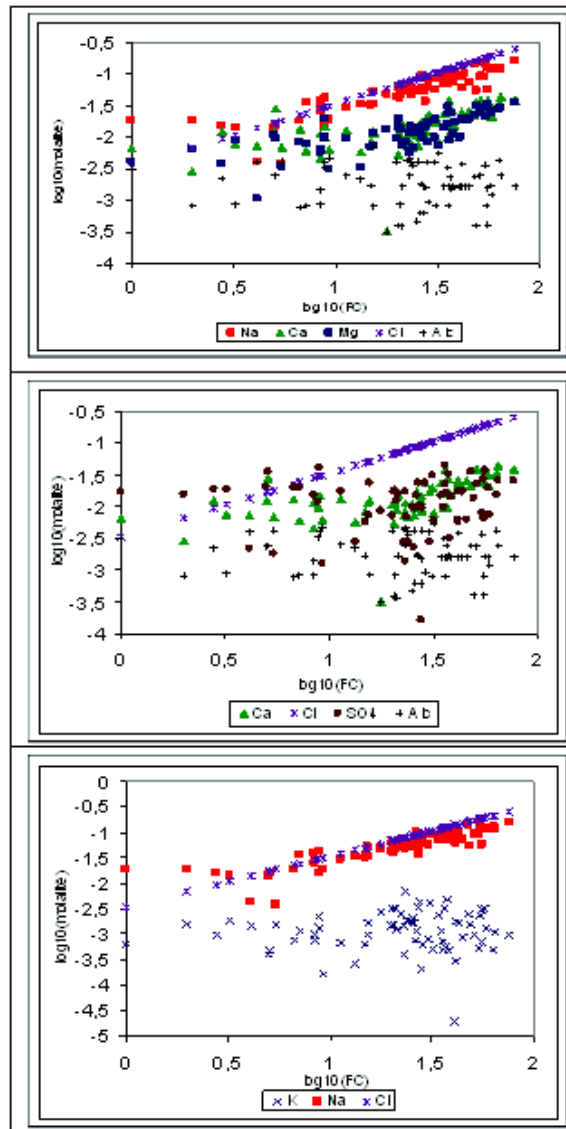


Figure 6.2. Diagrammes de concentration des solutions de sols des campagnes 1988 et 1999 confondues (Traceur hydrochimique :  $Cl^-$ ).

### 3. Alcalinité résiduelle

En pédologie, l'alcalinisation des sols est considérée comme un processus d'expression rapide. Elle peut se manifester sur une zone aménagée et irriguée en quelques années, affectant considérablement les propriétés physiques et hydriques des sols (Bahri, 1993 ; Condom *et al.*, 1999 ; Chevry et Bourrié, 2003). Ces problèmes peuvent se manifester pour de faibles concentrations des solutions du sol, c'est le cas par exemple des sols du lac Fetzara. En générale, les études s'appuient sur le concept d'alcalinité résiduelle calcite



(ARc), pour prévoir qualitativement l'évolution géochimique des sols en fonction de la qualité chimique des eaux d'irrigation (Van Beek et Van Breemen, 1973 ; Barbiéro et *al.*, 1995 ; Condom et *al.*, 2002 ). On estime ainsi le sens d'évolution vers une voie saline neutre ou une voie alcaline (Cheverry, 1974 ; Droubi et *al.*, 1980). Depuis quelques années, le concept d'alcalinité résiduelle généralisée (ARG) a été introduit pour une prévision quantitative des problèmes et une meilleure gestion des périmètres irrigués (Droubi et *al.*, 1980 ; Barbiéro et *al.*, 1995).

En considérant comme négligeables les anions organiques, les ions complexes du phosphore, du silicium et de l'aluminium, on peut écrire la réaction d'équilibre de l'alcalinité comme suit:

$$\text{Alcalinité} = (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{--}) + (\text{OH}^-) - (\text{H}^+)$$

avec ( ) désignant les concentrations en méq/l.

### 3.1. Alcalinité résiduelle calcite

---

Dans les milieux où la calcite précipite, le concept de carbonates résiduels a été repris avec introduction de l'alcalinité résiduelle calcite définie comme la différence entre l'alcalinité et les équivalents de calcium présents dans la solution (Vallès et *al.*, 1989) :

$$\text{ARc} = (\text{Alcalinité}) - (\text{Ca}^{++})$$

Lorsqu'une solution se concentre par évaporation et atteint le point de saturation avec la calcite, il y a deux évolutions possibles : si les équivalents de  $\text{Ca}^{++}$  excèdent l'alcalinité carbonatée ( $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$ ) dans la solution initiale, l'alcalinité va diminuer et la molalité en  $\text{Ca}^{++}$  va continuer de croître ( $\text{ARc} < 0$ , voie saline neutre) ; si l'alcalinité excède les équivalents de  $\text{Ca}^{++}$  dans la solution initiale, celle-ci va augmenter et la molalité en  $\text{Ca}^{++}$  va diminuer ( $\text{ARc} > 0$ , voie alcaline). Selon le cas, la concentration des solutions mène à des sols salins neutres ou bien à des sols alcalins. L'exploitation agricole de ces derniers peut devenir très problématique, même pour de très faibles facteurs de concentration des solutions (Cheverry et Robert, 1993 ; Barbiéro et *al.*, 1995 ; Barbiéro et Van Vliet-Lanoe, 1998).

Dans le cas des solutions de sols du lac Fetzara, on constate que l'alcalinité résiduelle calcite (ARc) diminue lorsque les eaux se concentrent. L'ARc est légèrement négative au départ et elle devient franchement plus négative par la suite (figure 6.3).

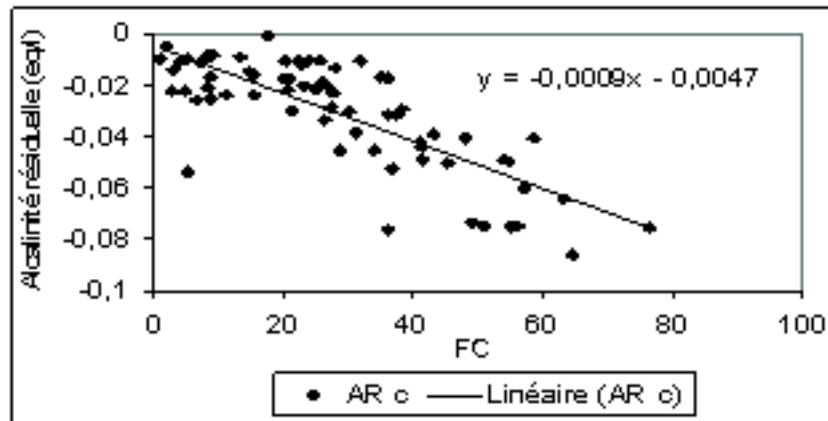


Figure 6.3. Evolution de l'alcalinité résiduelle calcite lorsque les solutions se concentrent (campagnes 1988 et 1999).

Ce type de résultat confirme la loi du « T » qui signifie que les équivalents de  $\text{Ca}^{++} > \text{Alcalinité}$ . Lorsque la concentration en éléments minéraux de la solution augmente, l'alcalinité et le calcium augmentent proportionnellement tant que l'équilibre avec la calcite n'est pas atteint. Lorsque la saturation est atteinte, c'est-à-dire le produit  $[\text{Ca}^{++}] \cdot [\text{CO}_3^{--}]$  devient constant, l'alcalinité est dominée par le calcium. Elle commence à diminuer alors que la teneur en calcium continue à augmenter mais moins rapidement que précédemment. Le pH diminue et se rapproche de la neutralité. C'est la voie saline neutre (Cheverry, 1974). Le calcium sera abondant sur le complexe adsorbant. Les argiles restent floculées et le milieu perméable. Ce cas est fréquent sur les sols se développant sur des roches sédimentaires marines (Barbiéro et Vallès, 1992).

### 3.2. Alcalinité résiduelle généralisée

Le concept d'alcalinité résiduelle peut être généralisé à la précipitation successive de plusieurs minéraux. Il s'agit de l'alcalinité résiduelle généralisée (Droubi, 1980 ; Barbiéro et al., 1995). Ce concept est aussi applicable à la succession des équilibres qui contrôlent la composition d'une solution lorsque sa concentration augmente au contact d'une source d'éléments minéraux. Dans notre cas, nous allons considérer deux minéraux présentant un élément chimique commun, et dont l'un est moins soluble que l'autre. Ces deux minéraux sont la calcite et le gypse, dont la précipitation successive permet de distinguer plusieurs phases dans l'évolution de la composition chimique des éléments dissous de la solution du sol (Hamdi-Aissa et al., 2004).

La présentation graphique de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (ARc+g), montre que cette dernière diminue aussi lorsque les solutions se concentrent. Contrairement à l'ARc, l'ARc+g est légèrement positive au départ, mais elle diminue constamment et devient rapidement négative au fur et à mesure que la concentration de la solution augmente (figure 6.4). Cet inversement du signe de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse, ne peut être effectué que par la

présence de certaines dissolutions de minéraux non présents au départ du processus d'acquisition de la qualité des solutions (Vallès et al., 1989 ; Barbiéro et al., 2001).

D'une manière générale, lorsque l'alcalinité résiduelle calcite + gypse est positive au départ, comme dans le cas des solutions les plus diluées, le signe de ce paramètre ne

peut changer tant que n'intervient pas un processus de réaction autre que la précipitation ou la dissolution de la calcite ou du gypse. Ce résultat montre que probablement un autre processus impliquant  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{SO}_4^{--}$  ou l'alcalinité intervient dès le début de la concentration des solutions. Ce paramètre peut servir d'indicateur lors de la rencontre d'eaux ayant une origine très différente entrant en contact avec les sols (Barbiéro et al., 1995).

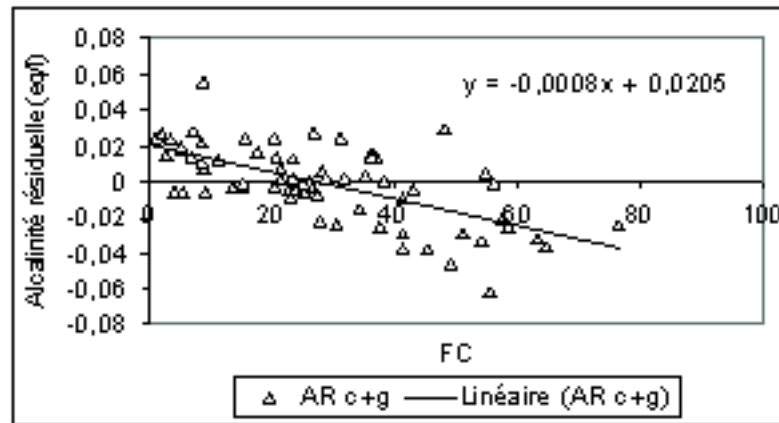


Figure 6.4. Evolution de l'alcalinité calcite+gypse lorsque les solutions se concentrent (campagnes 1988 et 1999).

Ce résultat ne peut s'expliquer par la précipitation de la calcite et du gypse qui ne peuvent pas affecter l'ARc et l'ARc+g, car les équivalents de cations et d'anions précipités sont identiques. Ce résultat ne peut s'expliquer que par la contribution du complexe d'échange cationique ; car en effet, les échanges ioniques entre la solution et le complexe sont toujours en faveur du calcium dissous. C'est la raison pour laquelle l'alcalinité résiduelle calcite est affectée par ces phénomènes (Ribolzi et al., 1993 ; Ouardi, 2006).

Finalement, ces résultats montrent que l'alcalinité résiduelle calcite est négative. Lorsque le produit de solubilité calcite est atteint lors de la concentration de la solution, la molalité en  $\text{Ca}^{++}$  va continuer à augmenter, contrairement à l'alcalinité qui décroît. L'augmentation du  $\text{Ca}^{++}$  rend probable la précipitation du gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). L'alcalinité résiduelle calcite + gypse est positive au départ ; lors de la précipitation du gypse, la molalité en  $\text{Ca}^{++}$  devrait diminuer et celle des sulfates augmenter (figure 6.5). Cependant, il est utile de signaler que l'application du concept d'alcalinité résiduelle généralisée ne peut se faire au-delà de la précipitation du gypse sans prendre en compte les phénomènes d'échanges cationiques sur le complexe adsorbant (Droubi et al., 1980 ; Vallès, 1987).

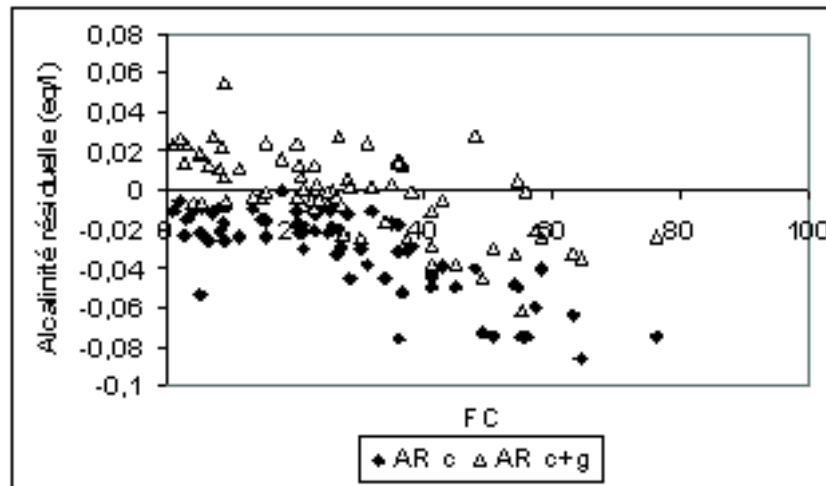


Figure 6.5. Evolution comparative de ARc et ARc+g lorsque les solutions se concentrent (campagnes 1988 et 1999).

## 4. Equilibre entre les solutions des sols et les minéraux

Lorsqu'un minéral est en équilibre avec une solution, il existe une relation entre les activités des ions qui entrent dans la composition du minéral. L'équation qui établit cette relation est celle de la loi d'action de masse.

Le programme de calcul permet de déterminer l'activité des différentes espèces et la pression en  $\text{CO}_2$  à partir des résultats d'analyses chimiques de la solution du sol et du pH déterminés au laboratoire (Tardy et Gac, 1979 ; Vallès et de Cockborne, 1992 ; Madé et al., 1994).

Le degré de saturation, de sous-saturation ou l'état d'équilibre d'une solution vis-à-vis d'un minéral n'est apprécié que si l'on peut comparer le produit de solubilité (Kps) au produit d'activité ionique (Q ou PAI) des ions de référence dans la solution (Droubi et al., 1976 ; Droubi et al., 1978 ; Hammecker, 1997). Les cas suivants sont possibles :

$\log Q = \log Kps$  : la solution est en équilibre avec la phase minérale.

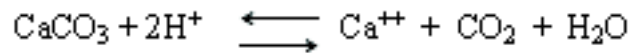
$\log Q < \log Kps$  : la solution est sous-saturée (dissolution du minéral).

$\log Q > \log Kps$  : la solution est sur-saturée (précipitation du minéral).

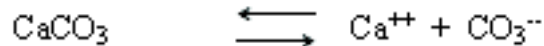
en tenant compte des enseignements tirés des études précédentes, l'hypothèse de la précipitation de la calcite et du gypse, qui sont classés parmi les sels les moins solubles a été évoquée dans ce travail.

### 4.1. Etat de saturation des solutions avec la calcite

L'équation de dissolution de la calcite s'écrit de la façon suivante :



Ou bien :



Le produit de solubilité est alors égal à :

$$K = [\text{Ca}^{++}] \cdot f\text{CO}_2 \cdot [\text{H}_2\text{O}] / [\text{H}^+]^2$$

$$\text{Ou bien : } K = [\text{Ca}^{++}] [\text{CO}_3^{--}]$$

$f\text{CO}_2$  : fugacité ou pression partielle en  $\text{CO}_2$

A 25°C et 1 atmosphère (Fritz, 1975) :  $K = 10^{+9.76}$  et  $f\text{CO}_2 = p\text{CO}_2$

$$\text{ou } K = 10^{-8.37}$$

En coordonnées logarithmiques, on obtient :

$$\log K = \log [\text{Ca}^{++}] + \log [\text{H}_2\text{O}] + \log p\text{CO}_2 + 2\text{pH} = + 9.76$$

Si l'activité de l'eau  $[\text{H}_2\text{O}]$  est voisine de 1 :

$$\log K = \log [\text{Ca}^{++}] + \log p\text{CO}_2 + 2\text{pH} = + 9.76$$

$$\text{Ou bien : } \log K = \log [\text{Ca}^{++}] + \log [\text{CO}_3^{--}] = - 8.37$$

Pour apprécier l'état de saturation des solutions par rapport à la calcite, on peut tracer les points correspondants dans le diagramme  $\log [\text{Ca}^{++}] + 2\text{pH}$  et  $\log p\text{CO}_2$  ou  $\log [\text{Ca}^{++}]$  et  $\log [\text{CO}_3^{--}]$

Les solutions des deux campagnes confondues (1988 et 1999) sont en majorité, en équilibre avec la calcite (figure 6.6). En revanche, le calcul des équilibres carbonatés montre une forte hétérogénéité de la pression partielle en  $\text{CO}_2$  (figure 6.7). Certaines valeurs sont typiques des eaux de surface avec photosynthèse pouvant générer de faibles pressions partielles en gaz carbonique ( $\log(p\text{CO}_2)$  de l'ordre de -3.5), caractéristiques de l'atmosphère. A l'opposé, des pressions partielles élevées en gaz carbonique ( $\log(p\text{CO}_2)$  de l'ordre de -1), sont typiques d'eaux de nappes stagnantes ou captives. Il est donc très probable que les solutions de sols du système du lac Fetzara sont sujettes à de fortes variabilités spatiales de leur état d'aération (Alkattan, 1996 ; Kirk, 2004).

Les valeurs de  $\log(p\text{CO}_2)$  sont inférieures à -2 sur l'ensemble des échantillons. Ces valeurs traduisent une charge habituelle en  $\text{CO}_2$  des eaux, qui circulent correctement et permettant aux sols d'être bien aérés (figure 6.7). En effet dans un sol aéré,  $\log(p\text{CO}_2)$  est de l'ordre de  $10^{-2.0}$  à  $10^{-1.8}$  (Barbiéro et Vallès, 1992).

Les sols du lac Fetzara contiennent dans leur phase solide des minéraux carbonatés. La solubilisation ou la précipitation de ces minéraux est une opération normale de régulation

du niveau des carbonates, du calcium et éventuellement d'autres minéraux tels que le magnésium. Le produit de solubilité (Kps) de ces minéraux permet de définir à quel moment il y aura solubilisation ou précipitation (Tardy et Gac, 1979 ; Inskeep, 1985 ; Alkattan, 1996 ; Lahlou et *al.*, 2002).

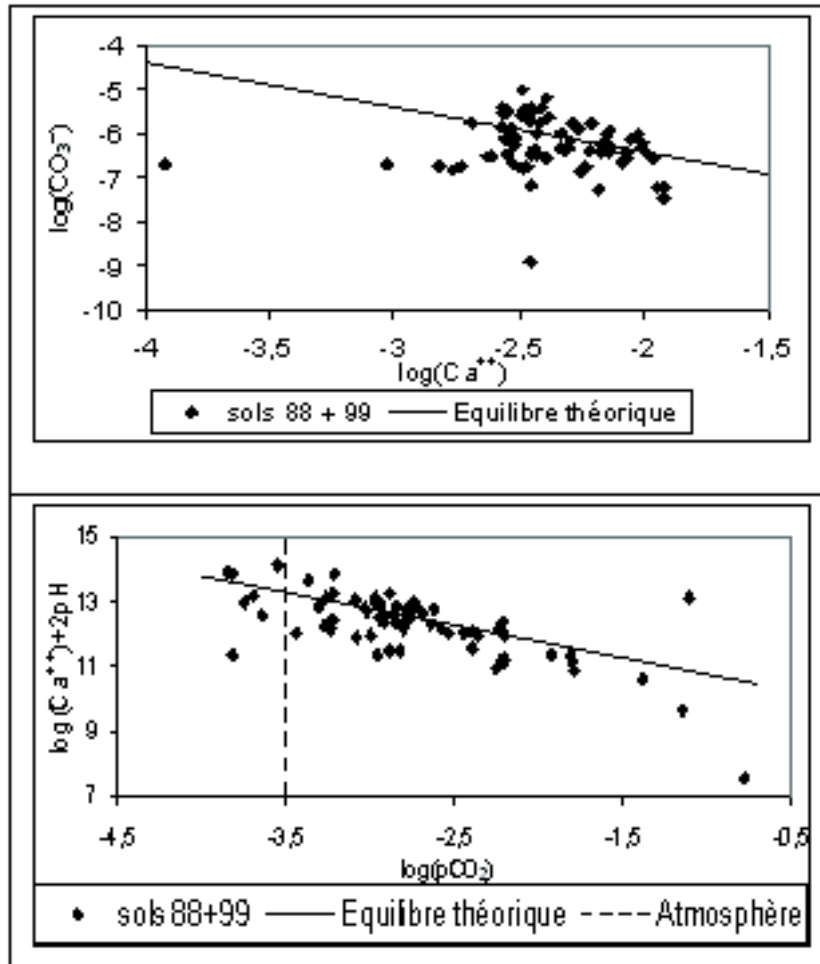


Figure 6.6. Diagrammes d'équilibre des solutions de sols avec la calcite (Campagnes 1988 et 1999).

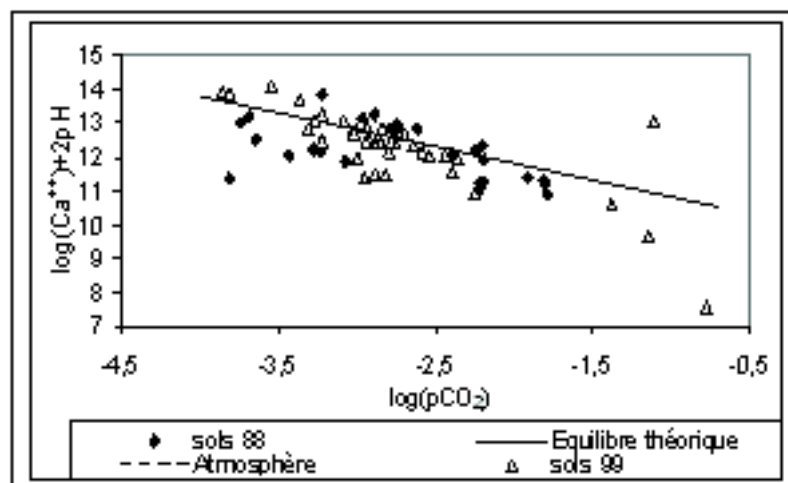


Figure 6.7. Diagramme d'équilibre des solutions de sols avec la calcite (Campagnes 1988 et 1999 séparées).

Il a été montré l'existence d'une gamme variée de produits de solubilité de la calcite dans pratiquement n'importe quel type de sol, et que les valeurs obtenues dépendent particulièrement des conditions expérimentales. Dans le cas de notre étude faite sur les sols du lac Fetzara, nous en tiendrons compte de deux produits de solubilité ( $\log K_{ps}$ ) de la calcite, car la réaction d'équilibre peut s'écrire de deux manières soit en utilisant l'anion  $\text{CO}_3^{--}$  comme ion de référence soit en faisant intervenir la pression partielle en  $\text{CO}_2$  (Droubi et al., 1978 ; Vallès et al., 1988 ; Dorange et al., 1990). Selon les deux produits de solubilité de la calcite cités, nous pouvons avoir deux types de produits d'activité ionique ( $\log Q$  ou PAI) :

$$\text{Pour } \log K_{ps} = +9.76 : \log Q = \log(\text{Ca}^{++}) + 2\text{pH} + \log(\text{pCO}_2)$$

$$\text{Pour } \log K_{ps} = -8.37 : \log Q = \log(\text{Ca}^{++}) + \log(\text{CO}_3^{--})$$

L'état (ou l'indice) de saturation vis-à-vis de la calcite peut être exprimé par le rapport  $\log Q/\log K$  (Zouggari et Bourrié, 1998). A cet effet, on constate que la majorité des solutions de sols sont localisées dans la partie proche de la droite d'équilibre ( $\log Q = \log K$ ), ceci montre que les points sont donc relativement en équilibre par rapport à la calcite (figures 6.8 et 6.9). Certaines solutions, représentant le premier groupe de points sur ces dernières figures, apparaissent sous-saturées ; elles correspondent particulièrement aux échantillons prélevés durant la campagne 1988. Ce résultat est en conformité avec celui qui a été obtenu sur diagramme de saturation de la calcite.

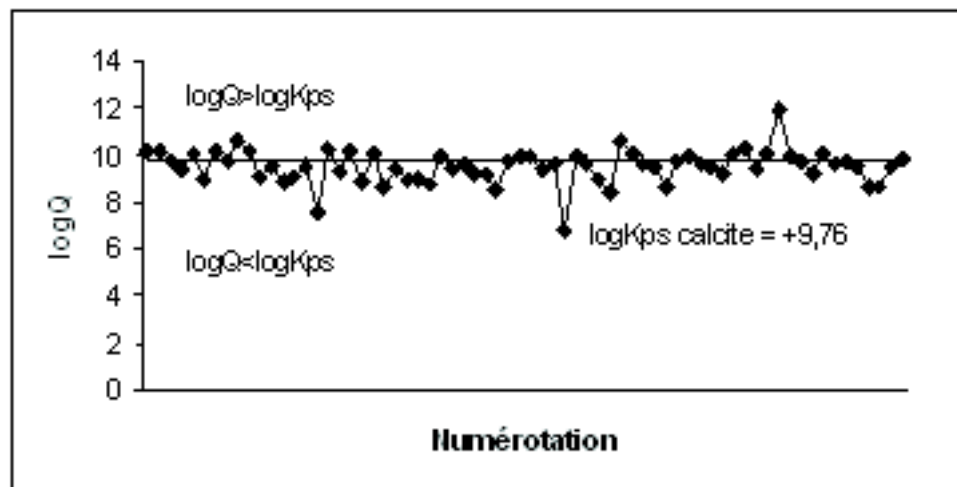


Figure 6.8. Evolution du produit d'activité ionique de la calcite durant les campagnes 1988 et 1999 ( $\log K_{ps} = +9.76$ ).

Il est à signaler que le calcul des deux produits d'activité ionique avec les deux constantes d'équilibre aboutit pratiquement au même état de saturation des solutions de sols par rapport à la calcite.



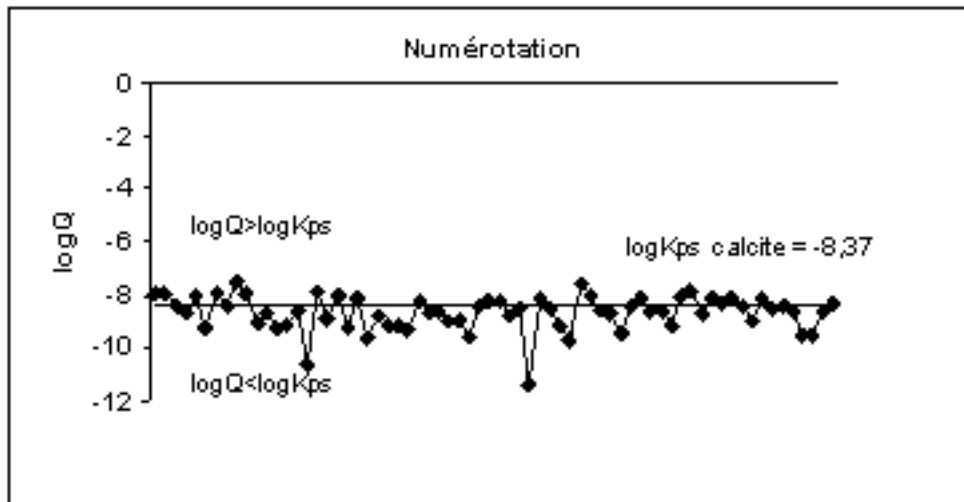


Figure 6.9. Evolution du produit d'activité ionique de la calcite durant les campagnes 1988 et 1999 ( $\log K_{ps} = -8,37$ ).

D'autre part, la présentation du produit d'activité ionique (PAI) en fonction de la conductivité électrique (CE), qui permet de déceler le seuil de saturation des solutions par rapport à la calcite, montre que malgré la tendance vers la réalisation d'un équilibre entre solution-calcite, les indices de saturation les plus élevés ( $\log Q > \log K$ ) sont obtenus avec des valeurs de CE inférieures à 8 mS/cm à 25 °C, au dessus de cette valeur, on assiste à une légère sous-saturation ( $\log Q < \log K_{ps}$ ) des solutions (figures 6.10 et 6.11).

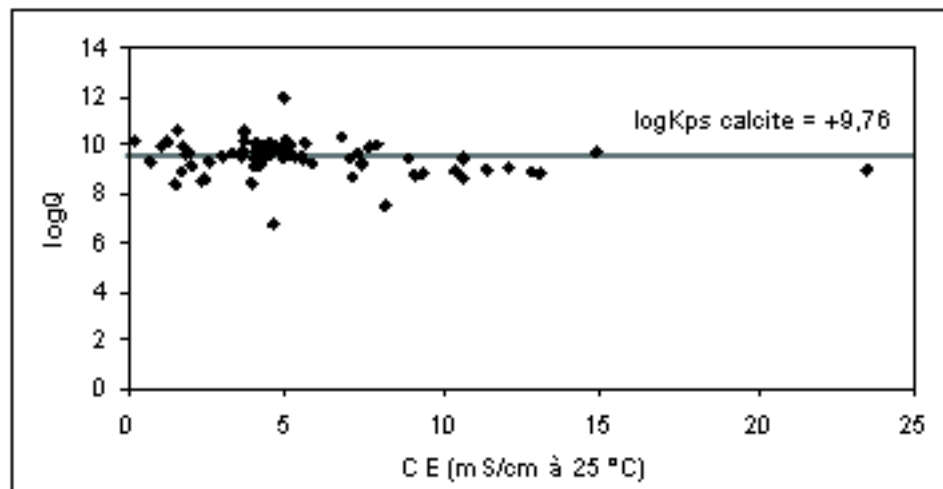


Figure 6.10. Evolution du PAI en fonction de la CE durant les campagnes 1988 et 1999 ( $\log K_{ps} = +9,76$ ).

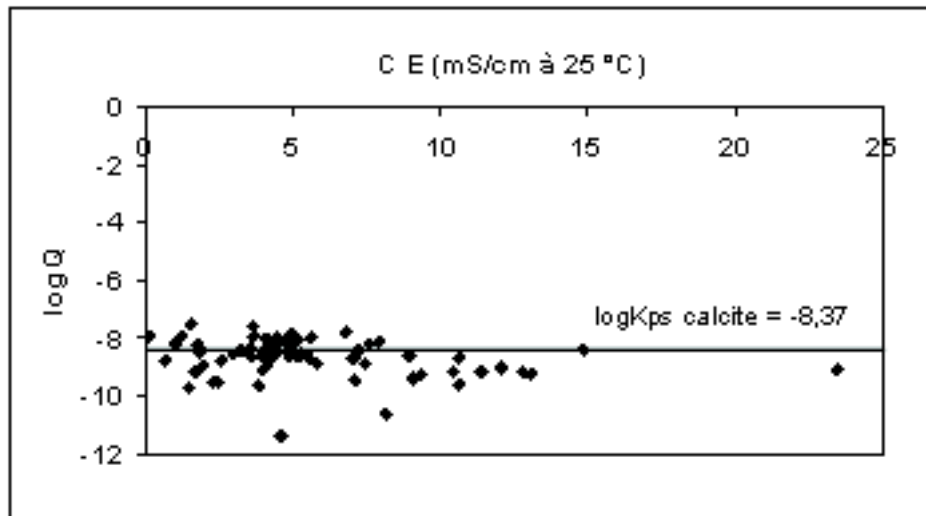
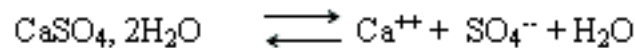


Figure 6.11. Evolution du PAI en fonction de la CE durant les campagnes 1988 et 1999 ( $\log K_{ps} = -8,37$ ).

## 4.2. Etat de saturation des solutions avec le gypse

La dissolution du gypse s'écrit :



Le produit de solubilité est égal à :

$$K = [\text{Ca}^{++}] [\text{SO}_4^{--}] [\text{H}_2\text{O}]^2$$

A 25°C et 1 atmosphère (Fritz, 1975) :  $K = 10^{-4.85}$

En coordonnées logarithmiques, une solution est en équilibre si :

$$\log Q = \log K = \log[\text{Ca}^{++}] + \log[\text{SO}_4^{--}] + 2 \log[\text{H}_2\text{O}] = -4.85$$

L'état de saturation des solutions est apprécié par leur position dans le diagramme  $\log[\text{Ca}^{++}]$ ,  $\log[\text{SO}_4^{--}] + 2 \log[\text{H}_2\text{O}]$ .

Les solutions de sols présentent un état variable par rapport à la saturation avec le gypse. De nombreuses solutions de sols sont sous-saturées par rapport à ce minéral (figure 6.12). Il est important de signaler dans le diagramme la position des points d'échantillonnage qui sont situés de part et d'autre de la droite d'équilibre entre  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$ , selon la loi du « T ». En effet, on a dans la partie supérieure  $\text{Ca}^{++} > \text{SO}_4^{--}$  et dans la partie inférieure  $\text{Ca}^{++} < \text{SO}_4^{--}$ . Cette différence traduit une alcalinité résiduelle calcite+gypse de signe opposés entre les deux groupes (Ouardi, 2006). Cette différence importante est responsable de l'évolution des concentrations en calcium et en sulfates pour les deux groupes d'échantillons. Cette différence apparaît nettement dans les diagrammes de concentration.

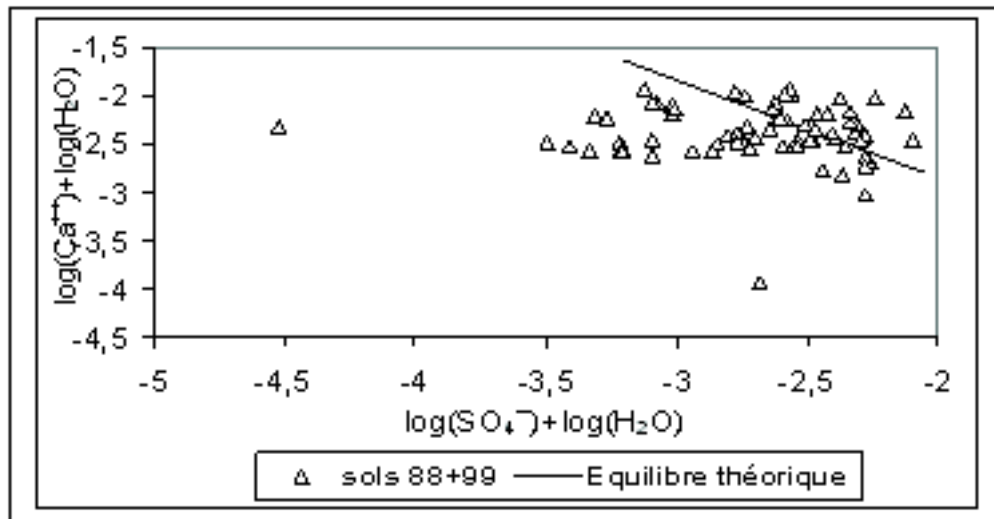


Figure 6.12. Diagramme d'équilibre des solutions de sols avec le gypse (campagnes 1988 et 1999).

L'état de saturation du gypse présente une grande variabilité qui peut être résumée en deux groupes de points, liés à deux périodes différentes. Le premier groupe présente un ensemble important d'échantillons de solutions de sols sous-saturées ( $\log Q < \log K$ ), ils correspondent à la première période, c'est-à-dire la campagne 1988. Le deuxième groupe appartient à la campagne 1999, les points sont relativement en équilibre avec le gypse (figure 6.13).

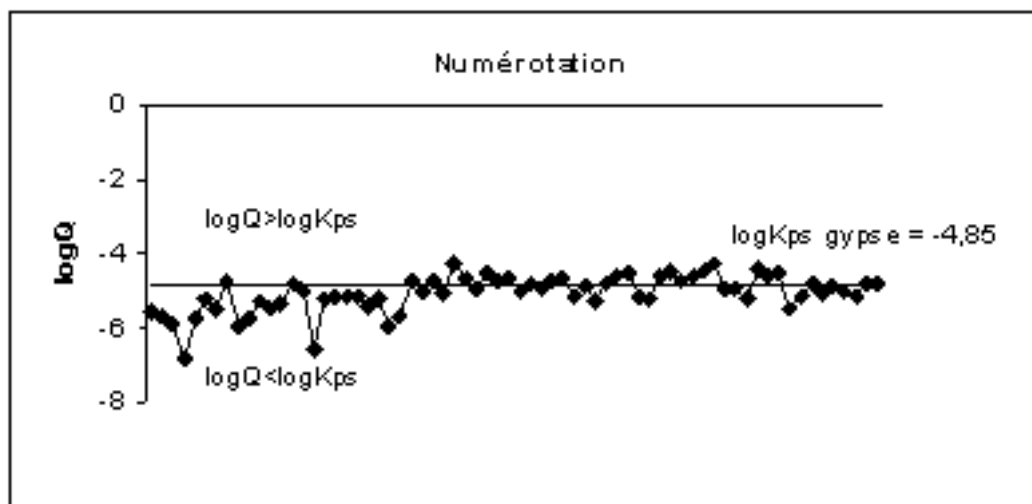


Figure 6.13. Evolution du produit d'activité ionique du gypse durant les campagnes 1988 et 1999.

Concernant la saturation des solutions de sols par rapport au gypse pour les deux campagnes confondues (1988 et 1999), les seuils les plus importants sont enregistrés avec les échantillons possédant les valeurs de conductivité électrique (CE) se situant entre 3 et 5 mS/cm à 25 °C (figure 6.14).

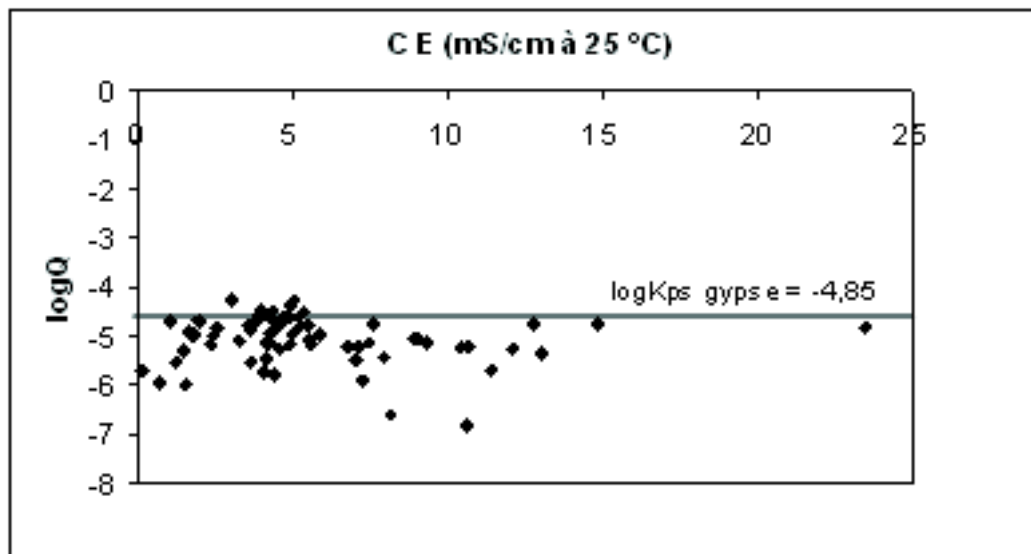


Figure 6.14. Evolution du PAI en fonction de CE (campagnes 1988 et 1999).

## 5. Discussion et conclusion

Les solutions des sols du lac Fetzara présentent une certaine hétérogénéité géochimique exprimée par la forte dispersion des points des diagrammes de concentration. Les campagnes prises séparément par rapport à l'étude globale, montrent une certaine stabilité de l'évolution des différents minéraux au niveau des diagrammes de concentration. Les teneurs en  $\text{Na}^+$  augmentent avec les  $\text{Cl}^-$  lorsque les solutions de sols se concentrent. Concernant le  $\text{Ca}^{++}$ , il augmente mais moins fortement que  $\text{Cl}^-$ , ce comportement est lié au contrôle de la précipitation de certains minéraux, particulièrement la calcite et le gypse. La même remarque peut être attribuée aux  $\text{SO}_4^{--}$  qui interviennent dans la précipitation du gypse. D'autre part, la stabilité de l'alcalinité reconforte l'hypothèse de la précipitation du gypse. Quant à la diminution de  $\text{K}^+$  et  $\text{Mg}^{++}$ , elle est liée à des phénomènes de fixation sur le complexe adsorbant (Vallès et al., 1997 ; Ould Mohamadou et al., 2001 ; Ouardi, 2006).

Les faciès chimiques prédominants sont caractéristiques de la voie saline neutre. Dans les deux campagnes étudiées, le faciès chimique chloruré-sodique est largement dominant (Djamai et al., 2006b).

L'alcalinité résiduelle calcite + gypse est légèrement positive au départ. D'après la loi de l'alcalinité résiduelle généralisée, la teneur en sulfates devrait augmenter et celle du calcium devrait diminuer. Il n'en est rien, car la fixation du sodium, du potassium et du magnésium par les argiles conduit à une libération du calcium. L'apport du calcium qui en résulte est suffisant pour inverser le signe de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (Droubi et al., 1980 ; Barbiéro et al., 2001).

Pour ce qui est des équilibres entre solutions de sols et certains minéraux, il existe dans l'ensemble un équilibre vis-à-vis de la calcite avec une forte hétérogénéité de la pression en  $\text{CO}_2$ , faisant apparaître deux groupes de solutions de sols, le premier avec une très bonne

aération alors que le second présente de fortes valeurs en  $\text{CO}_2$ , traduisant un caractère de sols lourds asphyxiants. Ces solutions de sols présentent une sous-saturation par rapport au gypse avec une certaine tendance à l'équilibre pour la campagne 1999. Cette situation est contrôlée par l'évolution du  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$  qui interviennent dans la précipitation du gypse (Tardy et Gac, 1979 ; Madé et *al.*, 1994 ; Hatira et *al.*, 2005).

L'état de saturation des minéraux des solutions de sols du lac Fetzara indique que les minéraux carbonatés telle que la calcite tendent à un équilibre avec la solution. Par contre les minéraux évaporitiques comme le gypse sont à l'état de sous-saturation dans la campagne 1988 mais deviennent en équilibre avec la solution durant la campagne 1999.

Ce résultat obtenu à partir du modèle «AQUA» sur l'équilibre des solutions de sols avec la calcite et le gypse confirme les données acquises sur le terrain qui montrent la possibilité de présence ou d'absence de ces minéraux dans les sols étudiés (Djamai, 1993).

Les seuils de saturation les plus élevés pour la calcite sont obtenus avec des valeurs de CE variant entre 3 et 5 mS/cm à 25 °C ; par contre pour le gypse la gamme est beaucoup plus large, elle se situe entre 0 et 8 mS/cm à 25 °C.

## CHAPITRE VII. APPROCHE GEOCHIMIQUE DES EAUX

Dans la zone étudiée, les eaux sont soumises à une évaporation pendant la période sèche et ont tendance à se concentrer provoquant ainsi la salinisation des sols. Ce processus de salinisation peut être accompagnée d'une alcalinisation du complexe adsorbant (Hachicha, 1998 ; Cheverry et Bourrié, 2003). L'objectif de ce chapitre est de mettre en œuvre le modèle géochimique «AQUA» pour mieux caractériser les propriétés chimiques des eaux, étudier les différents processus géochimiques mis en jeu, et enfin prédire par simulation la formation ou la dissolution de minéraux (Vallès et de Cockborne, 1992).

Les 126 échantillons étudiés ont été prélevés entre 1990 et 2000.

### 1. Evolution du faciès chimique des eaux

La présentation des éléments chimiques des eaux du lac Fetzara sur le diagramme de Piper montre une diversité de faciès chimiques. Les deux plus importants faciès chimiques sont le chloruré-calcique et le chloruré-sodique avec respectivement 39.68 et 31.74% de l'ensemble des échantillons d'eau (tableau VII.I). Le premier faciès représente des eaux typiquement de surface ou de nappes proches de la surface, ce qui correspond à un paysage de marécages salés, indiquant une dissolution évaporitique, riche en sels solubles et probablement en gypse (Vallès et *al.*, 1990 ; Chernet et *al.*, 2001 ; Montoroi et *al.*, 2004). Par contre, le second faciès est caractérisé par des apports plus riches en éléments salifères tel que le chlorure de sodium sous l'effet de l'évaporation au niveau du lac.

D'une manière générale, les solutions d'eaux du Fetzara évoluent depuis un faciès mixte vers un faciès sulfaté mixte puis chloruré-sodique à calcique (figure 6.1). Ce type de variation est assez fréquent en Afrique du Nord où les solutions évoluent habituellement dans la voie saline neutre (Cheverry, 1974 ; Vallès et *al.*, 1989 ; Vallès et *al.*, 1997 ; Marjoua et *al.*, 1997).

Tableau VII.I. Distribution des faciès chimiques des eaux.

Faciès chimiques	Décembre 1990	Octobre 1992	Mars 1993	Octobre 1996	Novembre 1999	Total	%	
Chloruré-Sodique	3	7	17	1	7	5	40	31.74
Chloruré-Calcique	5	1	4	18	18	4	50	39.68
Sulfaté-Calcique	5	4	1	1	7	4	22	17.46
Sulfaté-Sodique	1	11	1	-	-	1	14	11.11
Total	14	23	23	20	32	14	126	100

## Hydro AQUA: Diagramme de Piper

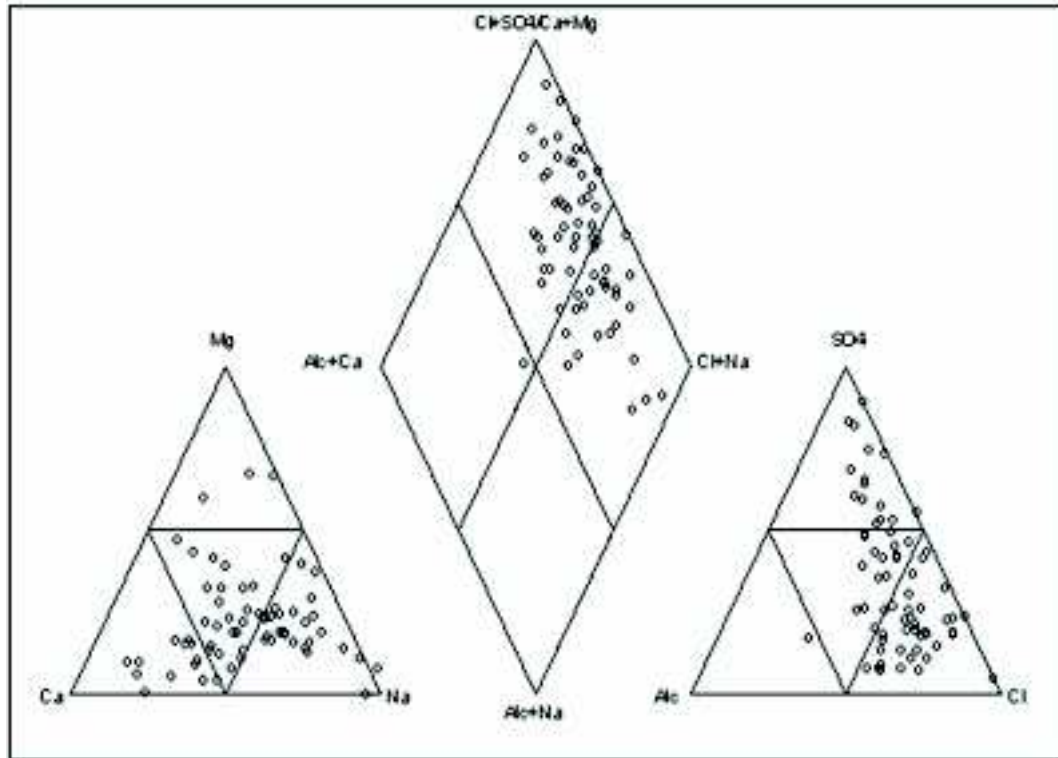


Figure 7.1. Le faciès chimique des eaux du lac Fetzara.

## 2. Diagrammes de concentration

Les diagrammes de concentration ont été établis en considérant le chlorure comme traceur hydrochimique, car c'est un élément soluble et généralement très abondant. Il est utile de signaler que le facteur de concentration des eaux (FC) peut être estimé grâce au rapport entre la teneur en  $\text{Cl}^-$  d'une eau et la valeur minimale de la teneur en  $\text{Cl}^-$  de la base de données. Ceci permet un classement relatif des échantillons les uns par rapport aux autres (Barbiéro et Vallès, 1992).

Les diagrammes montrent une forte dispersion des points qui serait attribuée au fait que les échantillons d'eau aient été prélevés à des périodes différentes (figure 7.2).

Le potassium qui présente un nuage de points extrêmement dispersé et quasiment horizontal. Ceci traduit un fort contrôle continu de sa concentration par le complexe argilo-humique (Jardine et Sparks, 1984). La forte dispersion provient de la variabilité spatiale et temporelle des argiles. Dans un système subissant de fortes variations temporelles de l'état hydrique, il est probable que les argiles subissent des variations saisonnières dans la fixation du potassium (Assa, 1976 ; Debièche, 2002).



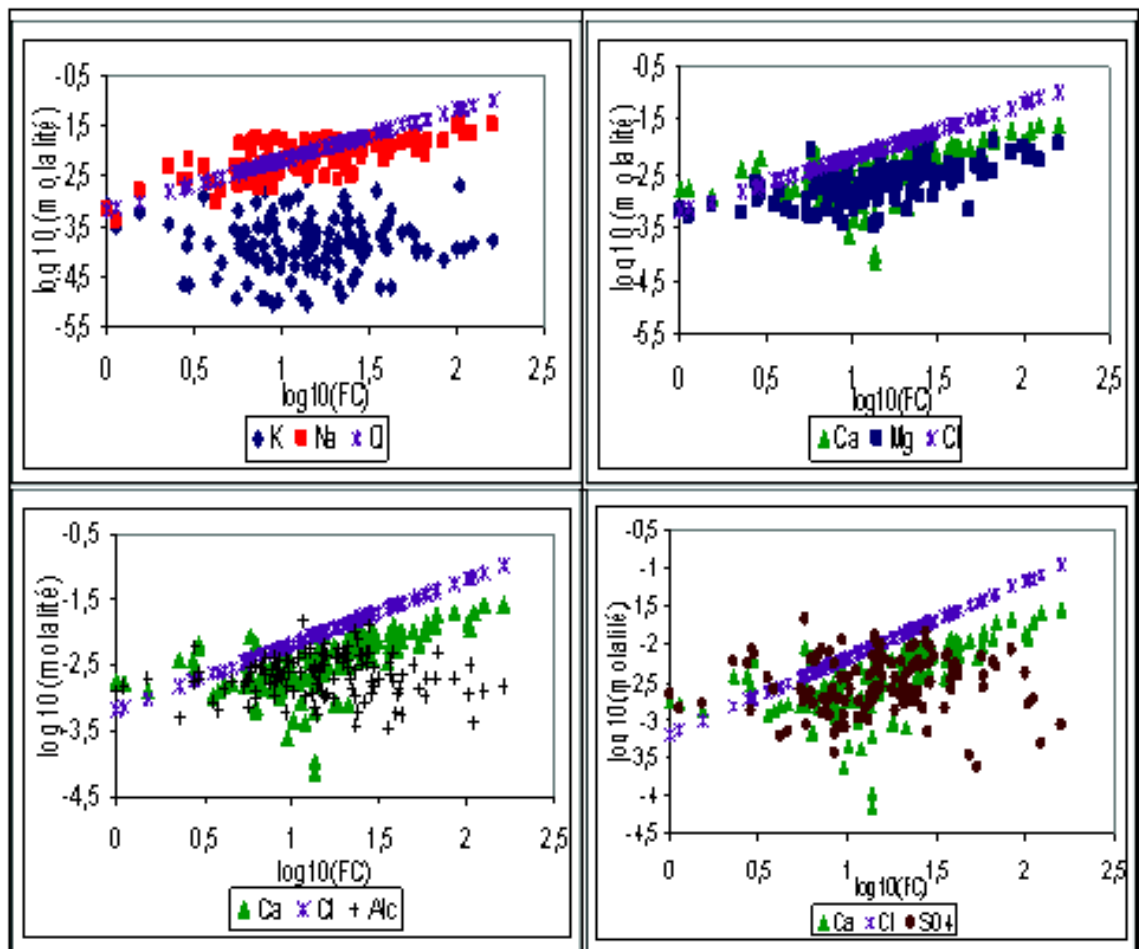


Figure 7.2. Diagrammes de concentration des eaux du lac Fetzara (Traceur hydrochimique :  $Cl^-$ ).

La concentration en  $Na^+$  augmente, mais moins fortement que celle des chlorures. Dans ce cas aussi, il convient d'attribuer ce résultat aux phénomènes d'échanges ioniques entre les solutions d'eau et le complexe argilo-humique. La sorption des monovalents tels que  $K^+$  et surtout  $Na^+$ , doit obligatoirement s'accompagner d'une désorption d'ions divalents en particulier  $Ca^{++}$ . Les teneurs en  $Mg^{++}$  évoluent régulièrement comme celles du sodium. Il est donc probable que lorsque les eaux se concentrent, elles perdent du magnésium par adsorption sur le complexe colloïdale du sol et donc une augmentation du rapport  $Ca^{++}/Mg^{++}$  adsorbé (Galindo et Bingham, 1987; Suarez et Wood, 1993 ; Ould Mohamadou et al., 2001 ; Montoroi et al., 2002).

La concentration en calcium augmente, mais moins rapidement que celle des chlorures lorsque l'alcalinité diminue, ce qui confirme la loi de l'alcalinité résiduelle. Tant que les eaux sont sous-saturées par rapport à la calcite, le  $Ca^{++}$  et l'alcalinité peuvent augmenter simultanément. Lorsque l'équilibre avec ce minéral est atteint, la teneur en  $Ca^{++}$  augmente et l'alcalinité diminue, car  $Ca^{++} > \text{alcalinité}$  (alcalinité résiduelle calcite positive). Donc cette évolution s'expliquerait par la précipitation de la calcite dans un contexte d'alcalinité

résiduelle calcite négative grâce à la désorption du calcium par le complexe adsorbant du sol (Barbiéro et *al.*, 1995 ; Rieu et *al.*, 1998 ; Sadani et *al.*, 2004).

La concentration des eaux en  $\text{SO}_4^{--}$  est plus faible par rapport à l'élément traceur, avec une faible augmentation et une dispersion notable. Ceci pourrait s'expliquer au niveau de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (Droubi et *al.*, 1980).

Les variations du pH sont conformes à celle de l'alcalinité ; la pression partielle en  $\text{CO}_2$  ( $\text{pCO}_2$ ) est très variable (Hissel et Salengros, 2001).

### 3. Alcalinité résiduelle

Les critères de qualité des eaux d'irrigation sont en général la conductivité électrique (CE) et le SAR (Sodium Adsorption Ratio). Ces paramètres ayant démontré leurs limites (Vallès, 1988), c'est la raison pour laquelle on leur préfère de plus en plus le concept d'alcalinité résiduelle généralisée (Droubi, 1976 ; Vallès, 1985 ; Vallès et *al.*, 1990).

La notion d'alcalinité résiduelle, en utilisant les concepts thermodynamiques de solubilité des minéraux permet de prévoir l'évolution chimique des eaux durant leur concentration par évaporation (Eaton, 1950).

D'une manière générale, l'alcalinité résiduelle diminue lorsqu'on dissout ou on précipite un sel d'acide fort et de cation bivalent,  $\text{SO}_4^{--}$  par exemple, et reste constante lorsqu'on dissout ou on précipite des sels d'acides faibles et de cations bivalents,  $\text{CO}_3^{--}$  par exemple (Droubi, 1976 ; Feder, 2001).

Ainsi, si l'on considère la calcite qui est un des premiers minéraux à précipiter sous l'effet de l'évaporation, l'alcalinité résiduelle calcite est égale à :

$$\text{Alcalinité résiduelle calcite} = \text{Alcalinité} - \text{Ca}^{++} \quad (\text{en méq/l})$$

Si l'alcalinité résiduelle est positive, c'est-à-dire si les carbonates sont supérieurs au  $\text{Ca}^{++}$ , l'alcalinité va croître et la molalité du  $\text{Ca}^{++}$  décroît lors de la concentration par évaporation, par contre si l'alcalinité résiduelle est négative l'activité du  $\text{Ca}^{++}$  va augmenter au cours de l'évaporation et celle des carbonates diminuera (Vallès, 1985 ; Barbiéro et *al.*, 2001).

L'alcalinité résiduelle est une grandeur conservatrice. Ainsi, tant qu'un autre minéral carbonaté ou calcique ne précipite pas, l'alcalinité résiduelle augmentera proportionnellement à la réduction du volume. Par contre, pour les autres classifications telles que celle de Richards (1954), la caractérisation de l'eau changera lors de sa concentration. Ainsi, l'alcalinité résiduelle constitue une caractéristique des eaux même lorsque leur composition change lors de leur concentration (Barbiéro et *al.*, 2001).

Ce concept a été étendu par la suite à la précipitation de plusieurs minéraux, c'est l'alcalinité résiduelle généralisée (Droubi, 1976 ; Barbiéro et *al.*, 1995). Elle permet de classer des eaux de même origine mais de concentrations diverses dans un même groupe, même si le rapport entre les divers ions est différent.

### 3.1. Alcalinité résiduelle calcite

---

Le diagramme de l'alcalinité résiduelle calcite augmente légèrement au départ et devient positive dans les eaux les plus diluées, puis diminue et devient franchement négative par la suite dans les échantillons les plus concentrés indiquant ainsi l'intervention d'un processus géochimique pouvant changer le signe de l'alcalinité résiduelle calcite ; il s'agirait probablement d'une réaction de précipitation de la calcite (Barbiéro et *al.*, 1995 ; Ouardi, 2006). Ainsi, avec la précipitation de la calcite, la teneur en calcium devrait augmenter et l'alcalinité diminuer, ces variations sont confirmées par les diagrammes de concentration des eaux (figure 7.3).

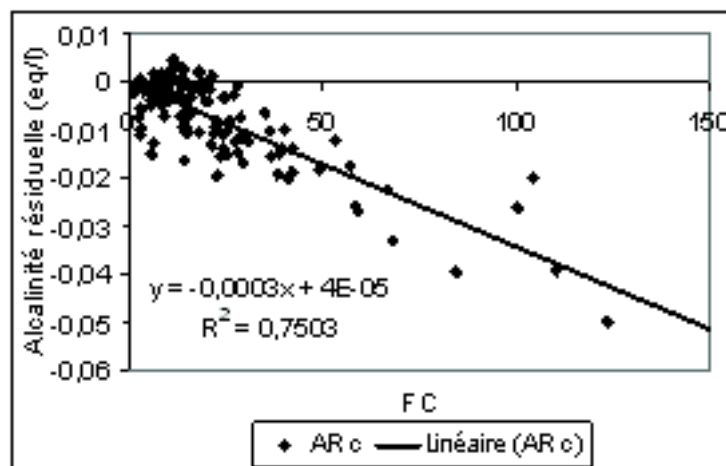


Figure 7.3. Evolution de l'alcalinité résiduelle calcite en fonction du facteur de concentration (FC).

### 3.2. Alcalinité résiduelle généralisée

---

L'alcalinité résiduelle calcite+gypse est positive au départ, elle diminue ensuite et devient franchement négative (figure 7.4). Cette évolution ne peut être attribuée ni à la précipitation de la calcite ni à celle du gypse, qui ne survient qu'à partir du moment où l'état de saturation avec l'un des minéraux est atteint. L'inversion du signe de cette alcalinité résiduelle doit être attribuée à la désorption du  $Ca^{++}$  par le complexe argilo-humique, au profit d'autres éléments, particulièrement des monovalents tel que le sodium (Vallès et *al.*, 1989 ; Harter, 1991). En effet, lorsque les solutions se concentrent, le  $Na^+$  se fixe sur le complexe adsorbant en déplaçant le  $Ca^{++}$  (Condom et *al.*, 1999), ce qui modifie le signe de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (figure 7.5).

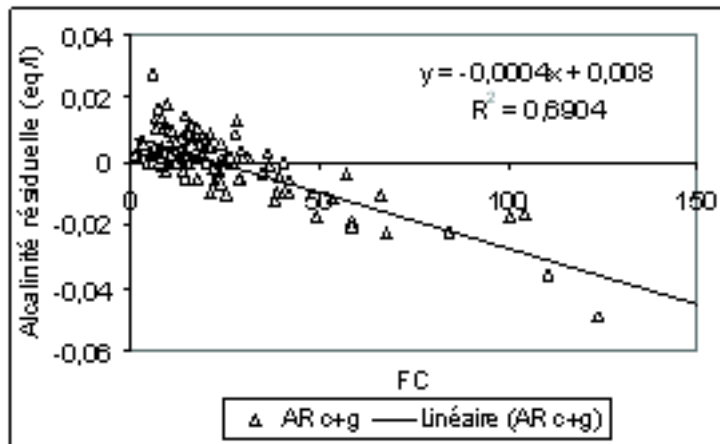


Figure 7.4. Evolution de l'alcalinité résiduelle calcite +gypse en fonction du facteur de concentration (FC).

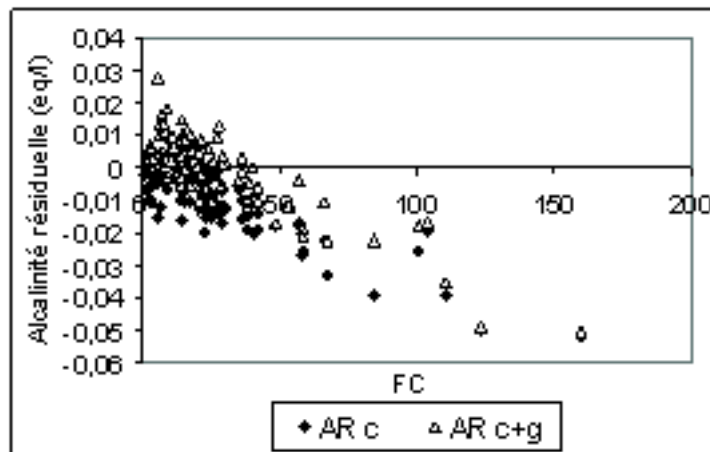


Figure 7.5. Evolution comparative des alcalinités résiduelles calcite et calcite+gypse lorsque les solutions d'eaux se concentrent.

## 4. Equilibre entre les eaux et les minéraux

Une eau de composition chimique donnée a tendance à se concentrer par évaporation. Si aucune précipitation ou dissolution n'intervient au cours de cet évènement, la molalité totale de chacun des éléments en solution augmente proportionnellement au facteur de concentration. La force ionique de la solution augmente, les coefficients d'activité changent, il en est de même pour le pH et de la distribution des espèces aqueuses simples ou complexes. Il est nécessaire de rappeler que l'augmentation des concentrations des éléments en solution n'est pas proportionnelle au facteur de concentration ; certains peuvent augmenter fortement ou faiblement, alors que d'autres peuvent diminuer lorsque la concentration totale augmente (Droubi et *al.*, 1976).

Lorsque un minéral se trouve en contact d'une eau sous-saturée par rapport à ce minéral ( $\log Q < \log K_{ps}$ ), il va se dissoudre jusqu'à ce que l'équilibre soit atteint. La composition chimique de l'eau sera modifiée au cours de la dissolution, mais les équilibres entre les différents éléments seront respectés.

#### 4.1. Equilibre avec la calcite

---

Dans le cas de la calcite, ce minéral se dissout tant que l'équilibre n'est pas atteint et que :

$$\log[\text{Ca}^{++}] + \log[\text{CO}_3^{--}] < -8.37 \text{ ( 25 }^\circ\text{C)}$$

Ou lorsque :

$$\log[\text{Ca}^{++}] + \log p\text{CO}_2 + \log[\text{H}_2\text{O}] - 2\log[\text{H}^+] < +9.76 \text{ ( 25 }^\circ\text{C)}$$

La dissolution de la calcite s'accompagne toujours d'une augmentation des ions  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{CO}_3^{--}$  et  $\text{HCO}_3^-$  et d'une diminution des ions  $\text{H}^+$  dans la solution. La diminution de  $\text{H}^+$  occasionne une augmentation du pH, qui provoque un accroissement relatif des ions  $\text{CO}_3^{--}$  par rapport aux ions  $\text{HCO}_3^-$ . Tout ceci va se répercuter sur la distribution des éléments, faisant intervenir également  $\text{SO}_4^{--}$  et  $\text{Na}^+$  dont les concentrations vont diminuer alors qu'ils ne sont pourtant pas impliqués dans la dissolution de la calcite (Droubi et *al.*, 1976 ; Plummer et *al.*, 1979 ; Dorange et *al.*, 1990).

La concentration d'une eau par évaporation aboutit à une augmentation des éléments présents dans la solution. A partir du moment où la solution en question devient saturée par rapport à un minéral, la précipitation de ce dernier se produit et les éléments qui le constituent sont extraits de la solution. La concentration des éléments en solution peut augmenter ou diminuer au fur et à mesure que la précipitation s'accroît. L'équilibre est maintenu que ce soit entre la solution et le minéral ou entre les différents éléments de la solution. D'une manière générale, la précipitation d'un minéral entraîne une modification de la composition chimique de la solution (Droubi et *al.*, 1976 ; Kimmel, 2002).

Le diagramme d'équilibre avec la calcite pour les eaux du lac Fetzara, montre une forte variabilité de  $p\text{CO}_2$ , ce qui traduit en fait des variations importantes des conditions d'aération des eaux et donc de l'état hydrique du milieu (Ribolzi et *al.*, 1993).

Dans l'ensemble, les eaux du lac Fetzara sont en équilibre avec la calcite. Cependant, le diagramme montre une légère sur-saturation de certains points d'eaux, ceci est lié probablement au dégazage des solutions avant la mesure des solutions. La pression partielle en  $\text{CO}_2$  est parfois forte, avec des valeurs de  $\log(p\text{CO}_2)$  inférieures à -2, ce qui indiquerait que certains échantillons appartiennent à des eaux de surface stagnantes sur sols mal aérés. D'autres points d'eaux sont par contre très bien aérés, avec des  $p\text{CO}_2$  assez faibles, ils peuvent concerner les cours d'eaux circulant correctement (figure 7.6).

La sur-saturation devient plus faible à mesure que la pression en  $\text{CO}_2$  augmente, ce phénomène peut être expliqué par la présence de calcites de solubilité différente à cause des cristallisations plus ou moins imparfaites (Inskeep, 1985 ; Vallès, 1985). Les plus fortes valeurs de  $\log(p\text{CO}_2)$  induisent généralement une augmentation de la solubilité de la calcite, engendrant une libération de quantités importantes de  $\text{Ca}^{++}$  dans les eaux (Bourrié, 1976 ; Ribolzi et *al.*, 1993).

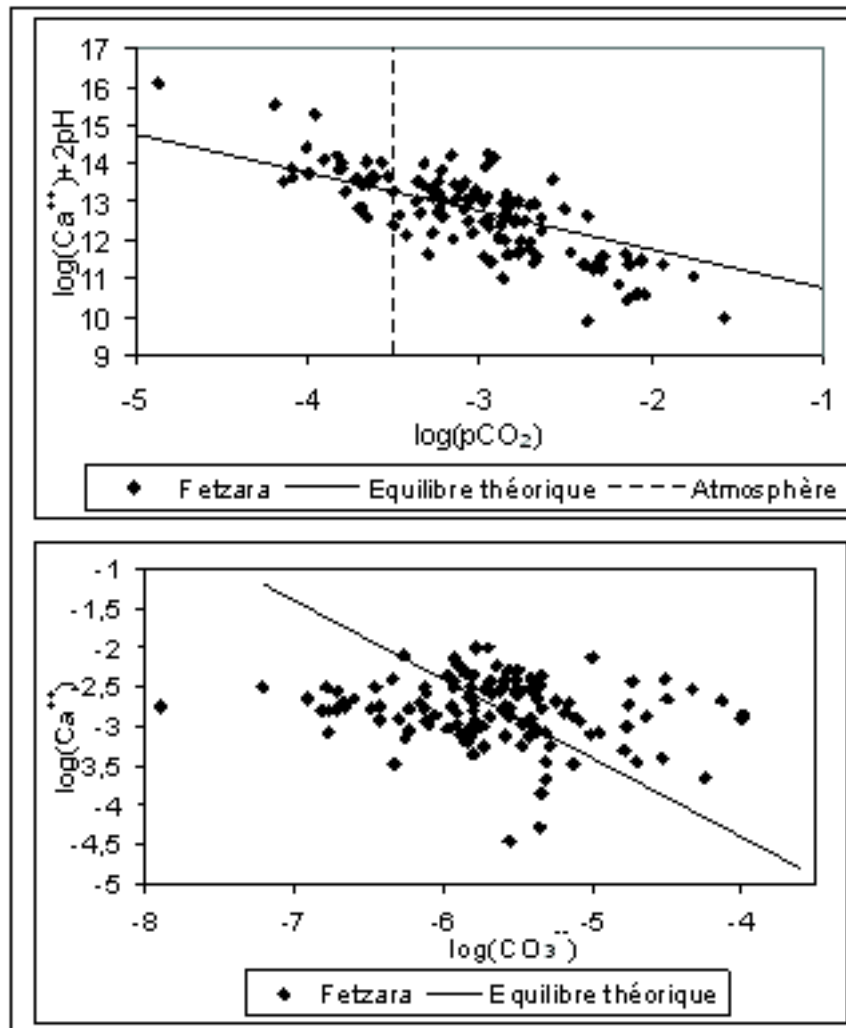


Figure 7.6. Diagramme d'équilibre des eaux par rapport à la calcite.

Le calcul et la présentation du produit d'activité ionique ( $\log Q$ ) par rapport à la droite d'équilibre ( $\log K_{ps}$ ) montrent que la majorité des points sont relativement en équilibre avec la calcite. Certains échantillons apparaissent sur-saturés alors d'autres sont sous-saturés, ils appartiennent essentiellement au premier et au dernier groupe, correspondant respectivement à la première campagne (décembre 1990) et à la sixième campagne (avril 2000). Le même résultat est confirmé par le calcul des deux PAI ( $\log Q$ ), c'est-à-dire avec et sans intervention de la pression partielle en  $\text{CO}_2$  et en utilisant les deux constantes d'équilibre respectives (figures 7.7 et 7.8).

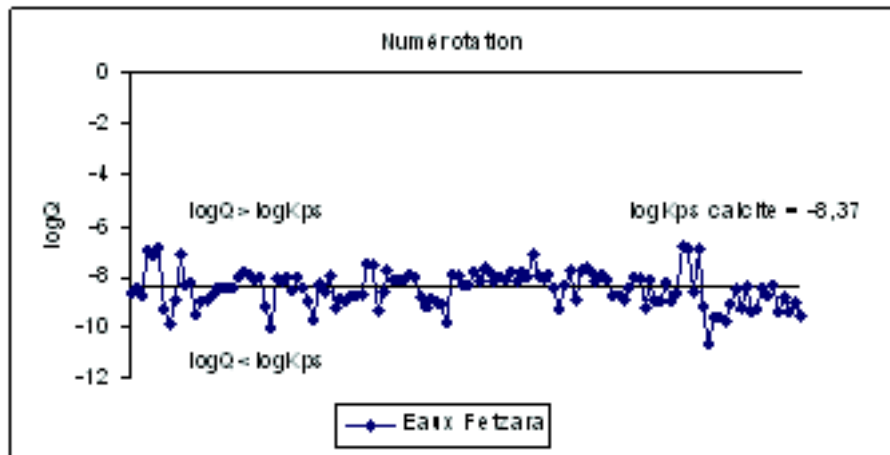


Figure 7.7. Evolution du produit d'activité ionique de la calcite ( $\log K_{ps} = -8,37$ ).

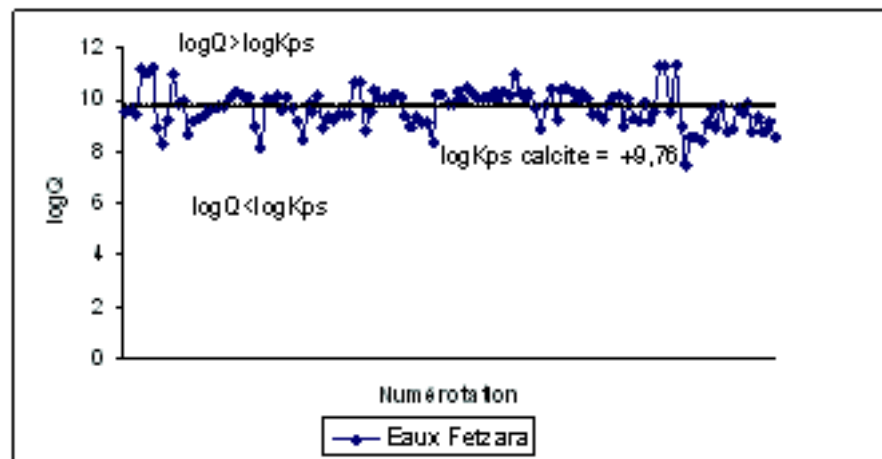


Figure 7.8. Evolution du produit d'activité ionique de la calcite avec intervention de la pression partielle en  $\text{CO}_2$  ( $\log K_{ps} = +9,76$ ).

La présentation sur diagramme des PAI des eaux en fonction de leur CE, pour déterminer les seuils de saturation avec la calcite, montre que dans l'ensemble les indices les plus élevés sont obtenus avec des valeurs de CE inférieures à 4 mS/cm à 25 °C (figures 7.9 et 7.10).

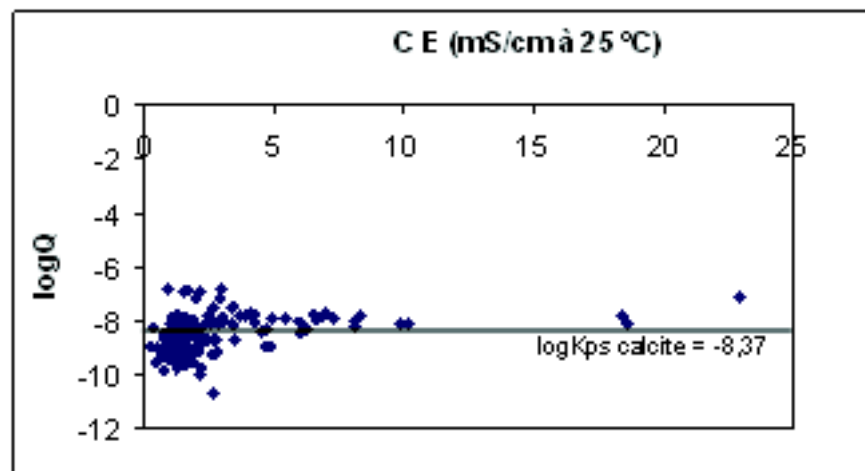
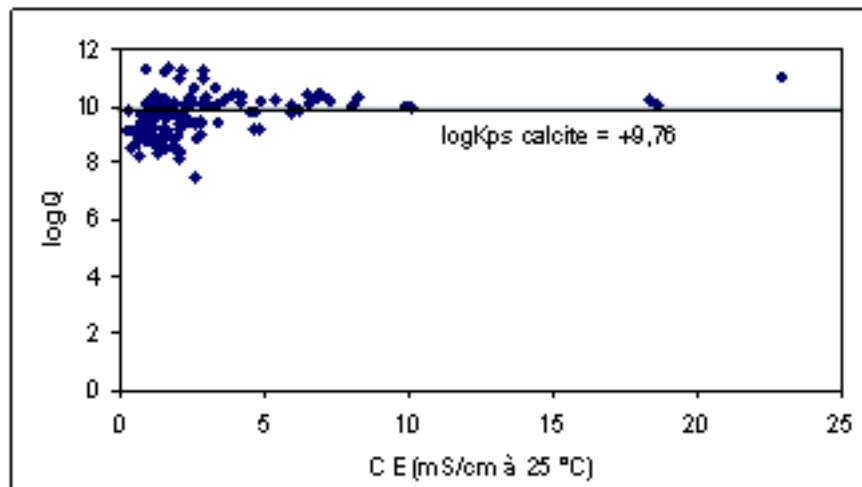




Figure 7.9. Evolution du PAI des eaux en fonction de CE ( $\log K_{ps} = -8.37$ ).Figure 7.10. Evolution du PAI des eaux en fonction de CE ( $\log K_{ps} = +9.76$ ).

## 4.2. Equilibre des eaux avec le gypse

La majorité des eaux sont sous-saturées par rapport au gypse. La concentration en sulfates est légèrement supérieure à celle du calcium dans les eaux diluées. Cependant, un nombre important de points d'eaux se situent dans la partie du diagramme  $\text{Ca}^{++} > \text{SO}_4^{--}$ . Ce résultat est en conformité avec l'alcalinité résiduelle calcite+gypse négative obtenue précédemment. En effet, lorsque la salinité augmente, et que le gypse précipite, la concentration en sulfates devient inférieure à celle du calcium et elle diminue conformément à la loi de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (Hamdi-Aissa, 2001).

Il est utile de remarquer qu'il existe un ensemble de points proche de la droite d'équilibre. Ces points ont une activité en  $\text{SO}_4^{--}$  supérieure à celle du  $\text{Ca}^{++}$ . Lors de la précipitation du gypse, la molalité en sulfates augmente et celle du calcium diminue. Les solutions les plus concentrées correspondent à celles qui ont les fortes molalités en sulfates (Vallès et Bourgeat, 1988 ; Hatira et al., 2005).

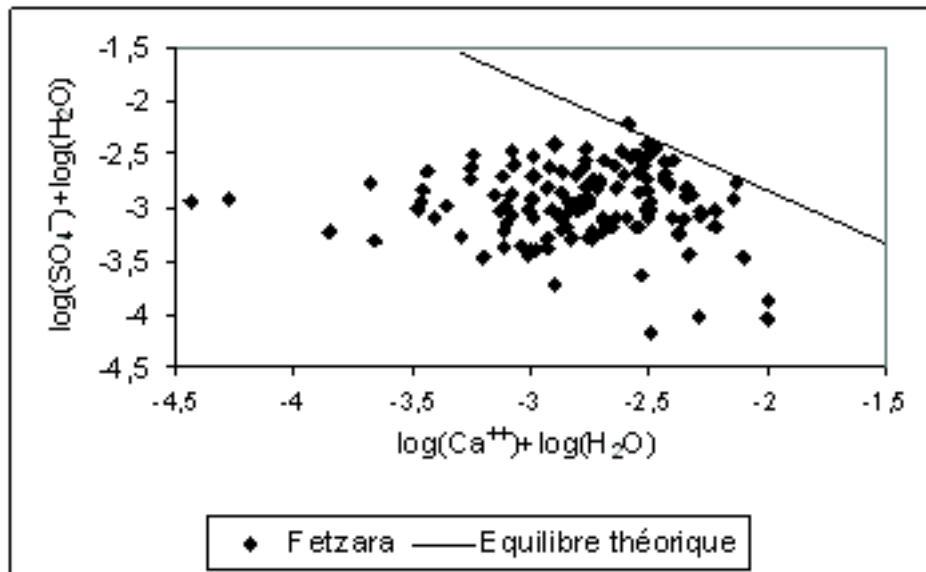


Figure 7.11. Diagramme d'équilibre des eaux par rapport au gypse

Il convient également de remarquer la forte dispersion du nuage représentatif des sulfates. Cette dispersion pourrait résulter de processus d'oxydo-réduction (figure 6.11).

Le résultat obtenu sur le diagramme d'équilibre est confirmé par le calcul des PAI des eaux du lac Fetzara (figure 6.12). Tous les points sont pratiquement sous-saturés par rapport au gypse ( $\log Q < \log K_{ps}$ ). Ce résultat n'est pas une surprise, il était même attendu en raison de la forte solubilité du gypse par rapport à la calcite (Hammecker, 1997).

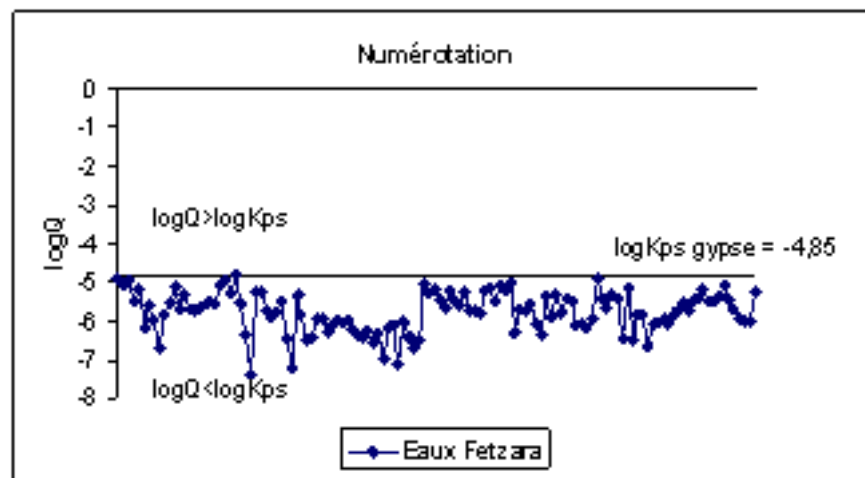


Figure 7.12. Evolution du produit d'activité ionique du gypse ( $\log K_{ps} = -4,85$ ).

Concernant les seuils de saturation des eaux du lac Fetzara à partir de  $\log Q$  en fonction de la CE, une limite précise est difficile à mettre en évidence en raison de la sous-saturation des eaux par rapport à ce minéral (figure 6.13).

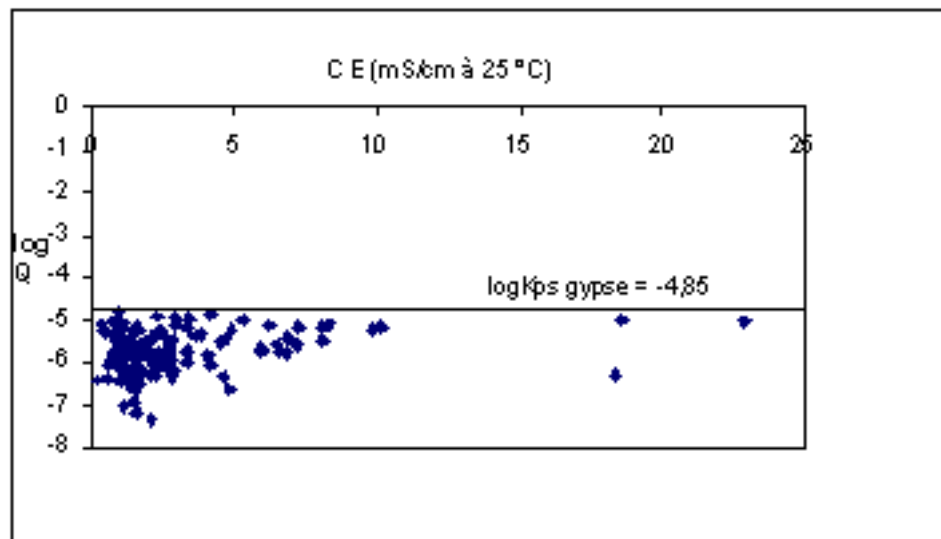


Figure 7.13. Evolution du PAI en fonction de la CE ( $\log K_{ps} = -4.85$ ).

## 5. Discussion et conclusion

Les eaux du lac Fetzara sont marquées par une forte variabilité qui laisse supposer qu'il s'agit vraisemblablement de plusieurs familles d'eau. Cette supposition est confirmée par les différents faciès chimiques qui caractérisent ces eaux, elles évoluent vers un faciès sulfaté mixte puis chloruré sodique à calcique (Vallès et *al.*, 1990 ; Montoroi et *al.*, 2004).

Dans l'ensemble, les eaux sont en équilibre avec la calcite, mais certains points sont sur-saturés alors que d'autres sont sous-saturés. Par contre, ces mêmes eaux sont sous-saturées par rapport au gypse. Les résultats ont été confirmés par le calcul des PAI ( $\log Q$ ) par rapport à la droite d'équilibre  $\log K_{ps}$ . D'autre part, si les seuils de saturation ont été décelés avec la calcite pour de valeurs de CE inférieures à 4 mS/cm à 25 °C, pour le gypse la limite n'est pas très précise à cause probablement de l'état de sous-saturation généralement observé (Vallès, 1985 ; Lahlou et *al.*, 1998).

Lorsque les eaux se concentrent, des phénomènes d'échange ioniques entre le complexe adsorbant du sol et les eaux affectent l'évolution de certains éléments. Le complexe argilo-humique fixe  $K^+$ ,  $Na^+$  et  $Mg^{++}$  et libère  $Ca^{++}$ . Il en résulte une inversion du signe de l'alcalinité résiduelle calcite (ARc) et l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (ARc+g). Avec la précipitation de la calcite, la teneur en calcium augmente, de même que l'alcalinité et puis la teneur en sulfates diminue (Droubi et *al.*, 1980 ; Djamaï et *al.*, 2006b).

L'engorgement du milieu par l'eau crée une forte variabilité de conditions d'anoxie et les pressions partielles en  $CO_2$  sont très variables dans l'espace. Des processus d'oxydo-réduction affectent probablement les teneurs en sulfates. Les processus d'aération des eaux et d'oxydo-réduction apparaissent comme de second rang par rapport au phénomène de salinisation (Boivin et *al.*, 1999 ; Favre, 2000 ; Feder, 2001).

## CHAPITRE VIII. SYNTHÈSE ET DISCUSSION des resultats

Cette synthèse traitera particulièrement du fonctionnement géochimique du sol à travers ses interactions avec l'eau. Il est utile de rappeler que lorsque une eau est mise en contact avec les minéraux du sol, un grand nombre de réactions chimiques ont lieu aussi bien à l'intérieur de la phase aqueuse qu'entre la solution et les minéraux. Suivant le cas, la teneur en ions de la solution augmente ou décroît (Vallès, 1985).

Rappelons que le lac Fetzara est situé dans un milieu sub-humide avec un climat à saisons contrastées. Les sols saturés d'eau en saison pluvieuse ont tendance à s'assécher plus ou moins rapidement et totalement en saison sèche.

### 1. Faciès chimique

Le faciès chimique des solutions de sols et des eaux du lac Fetzara évoluent suivant les saisons. Quel que soit le milieu (sol ou eau), quatre types de faciès ont pu être distingués. Le faciès chloruré-sodique est très largement dominant au niveau des sols avec près de 74% des échantillons. Par contre, les trois autres types de faciès (chloruré-calcique, sulfaté-calcique et sulfaté-sodique) sont plus importants dans les eaux que dans les sols avec une dominance particulière des couples  $\text{Cl}^-$ - $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{Cl}^-$ - $\text{Na}^+$  avec respectivement 40 et 32% des échantillons (figure 8.1). La présence d'ions calcium et sulfates en quantités plus importantes dans les eaux par rapport aux sols confirme les états de sous-saturation de la calcite et surtout du gypse souvent rencontrés dans les équilibres solutions- minéraux (Zouggari, 1996).

D'une manière générale, l'étude géochimique des sols et des eaux de la zone salée du lac Fetzara se caractérise par une forte variabilité des faciès chimiques, même à faible distance d'échantillonnage. Cette variabilité ne peut être liée uniquement au degré de concentration des éléments minéraux, mais également à d'autres facteurs tels que le climat et la géologie (Vallès et *al.*, 1997 ; Hamdi-Aissa et *al.*, 2004).

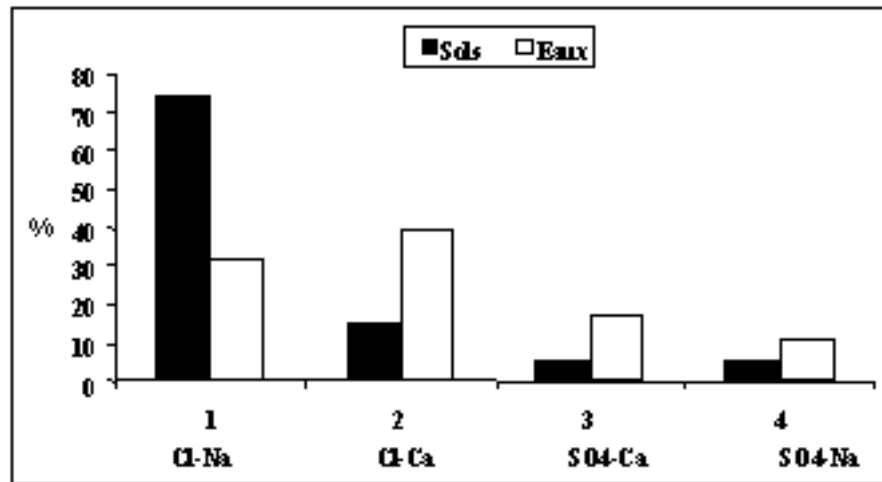


Figure 8.1. Histogrammes des fréquences des différents types de faciès chimiques des solutions de sols et des eaux.

## 2. Concentrations des éléments solubles

L'évolution des principaux sels solubles dans les solutions de sols et des eaux du lac Fetzara présente des différences très notables, en effet pour la majorité des éléments les concentrations sont nettement plus importantes au niveau des sols, à l'exception du  $K^+$  et un degré moindre les carbonates.

### 2.1. Evolution des cations solubles

**Sodium** : les teneurs des solutions de sols sont très largement supérieures à celles des eaux, (figure 8.2). La faible quantité de  $Na^+$  dans les eaux pourrait s'expliquer par son adsorption sur le complexe argilo-humique. Dans les eaux diluées, c'est au contraire le complexe adsorbant qui cède du sodium à la solution (Gallali, 1980 ; Ouardi, 2006).

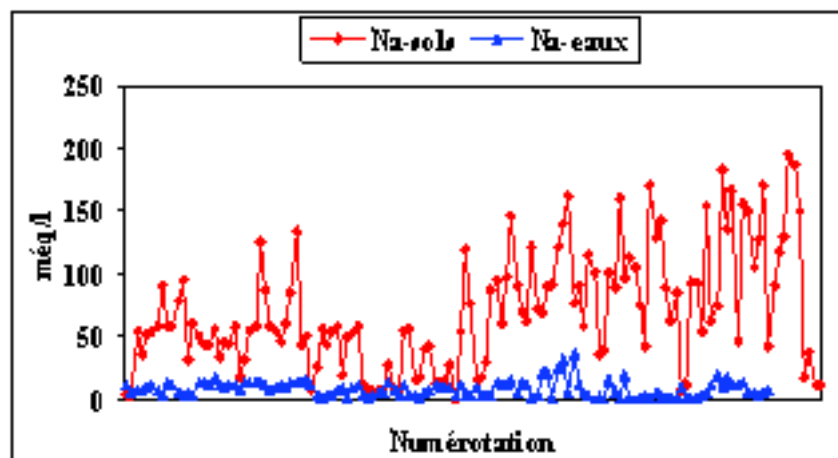


Figure 8.2. Concentrations en  $\text{Na}^+$  dans les solutions de sols et les eaux

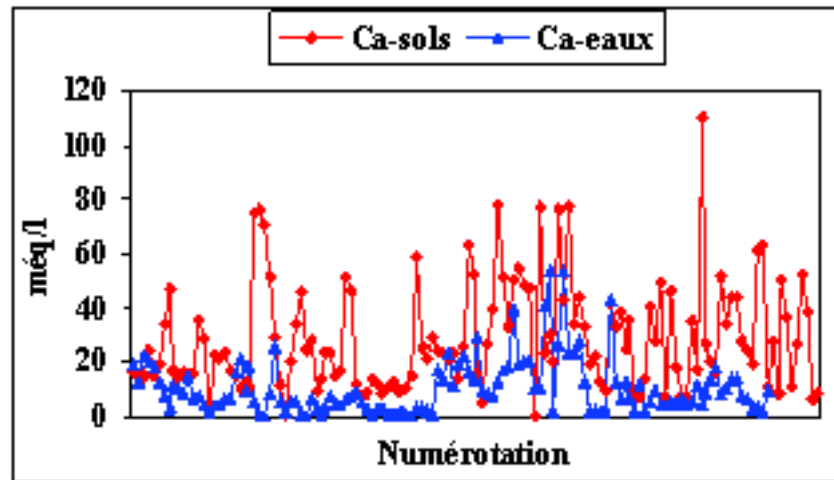


Figure 8.3. Concentrations en  $\text{Ca}^{++}$  dans les solutions de sols et les eaux

- **Calcium** : les concentrations sont plus élevées dans les sols, mais les écarts sont souvent relativement modérés (figure 8.3). Cette différence s'expliquerait particulièrement par les faibles quantités de cations mis en jeu au cours des échanges entre la solution du sol et le complexe adsorbant (Rieu et al., 1998 ; Sadani et al., 2004).
- **Magnésium** : les concentrations sont relativement plus élevées au niveau de la solution de sol, mais les écarts sont variables en fonction des échantillons et des saisons (figure 8.4).

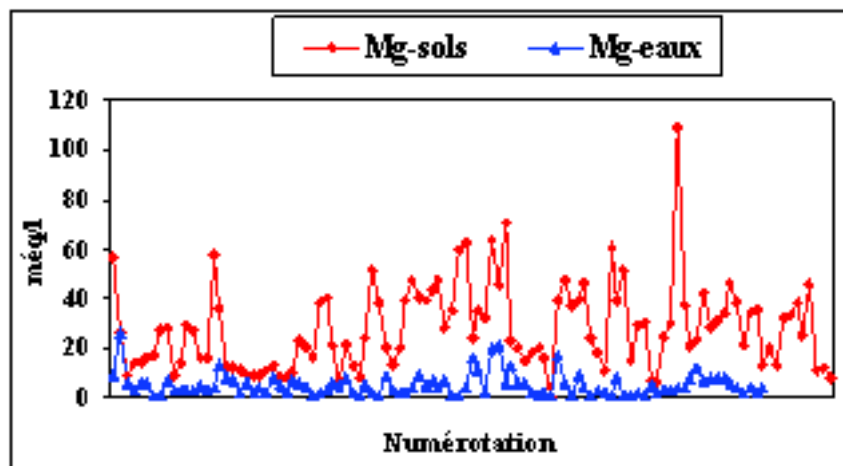


Figure 8.4. Concentrations en  $\text{Mg}^{++}$  dans les solutions de sols et les eaux

- **Potassium** : dans les solutions de sols, les quantités de  $\text{K}^+$  sont relativement faibles, ceci serait dû particulièrement à la forte fixation de cet élément par certains minéraux argileux (Wang et al., 2004). C'est aussi la raison pour laquelle les teneurs en  $\text{K}^+$  sont plus importantes dans les eaux (figure 8.5).

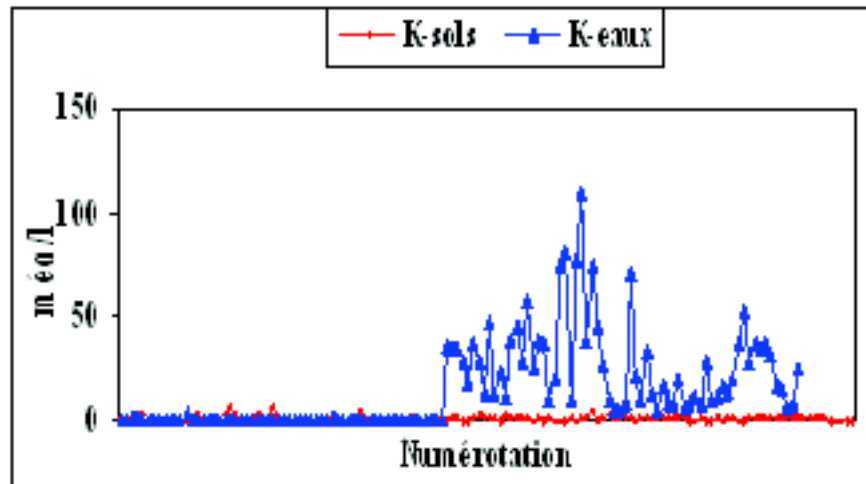


Figure 8.5. Concentrations en  $K^+$  dans les solutions de sols et les eaux

## 2.2. Evolution des anions solubles

- **Chlorures** : c'est l'élément le plus important en quantités, particulièrement dans les solutions de sols. Les teneurs élevées de cet élément sont dues à sa forte solubilité d'une part, et d'autre part il n'intervient pas dans les phénomènes de précipitation chimique et ne se fixe pas sur le complexe argilo-humique (Barbiéro et Vallès, 1992), il est donc très mobile dans la solution de sol (figure 8.6).

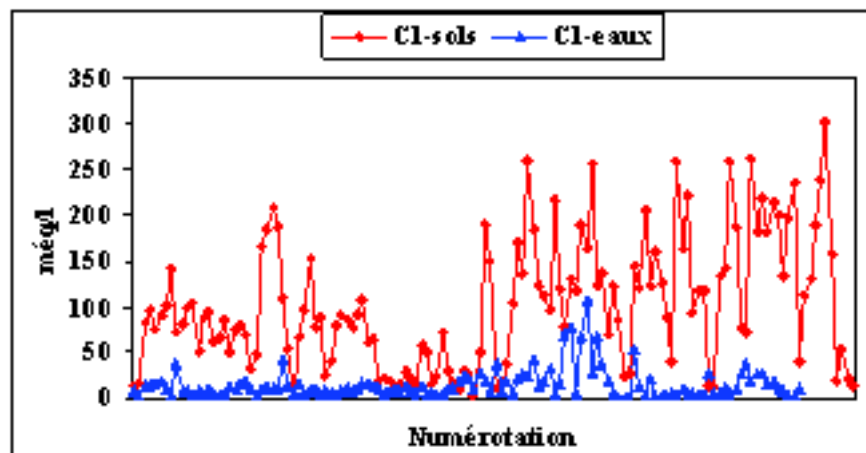


Figure 8.6. Concentrations en  $Cl^-$  dans les solutions de sols et les eaux

- **Sulfates** : les teneurs sont également importantes dans les solutions de sols (figure 8.7). La présence des ions  $SO_4^{--}$  dans les eaux est contrôlée par la dissolution du gypse (Droubi et al., 1980). Les deux représentations graphiques sur diagrammes de concentration montrent que les quantités sont faibles, surtout dans les eaux lorsque le facteur de concentration augmente, ceci implique une précipitation possible du gypse.



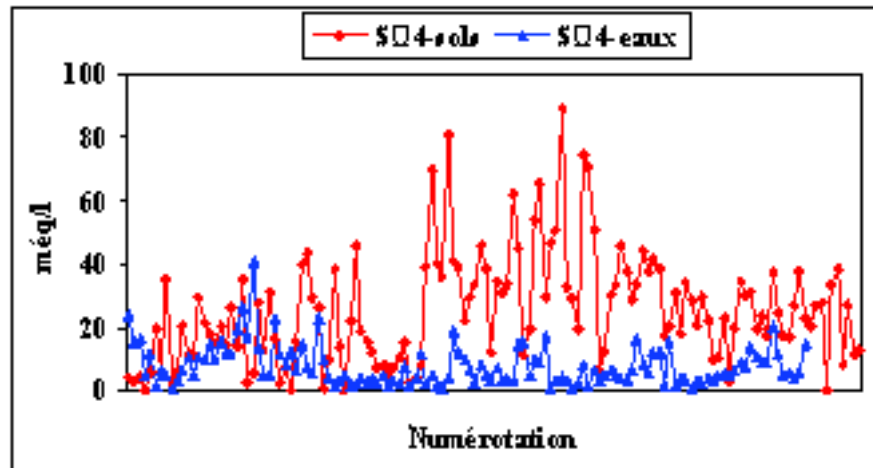


Figure 8.7. Concentrations en  $\text{SO}_4^{--}$  dans les solutions de sols et les eaux

**Carbonates** : ils sont beaucoup moins importants que  $\text{Cl}^-$  ou  $\text{SO}_4^{--}$ , avec des quantités légèrement plus élevées dans les eaux (figure 8.8). Les courbes représentant l'évolution des carbonates sur les diagrammes de concentration semblent d'abord augmenter puis suivre une droite parallèle au facteur de concentration. Les eaux et les solutions de sols du lac Fetzara présentent une alcalinité résiduelle calcite (ARc) négative. Sous l'effet de l'évaporation, on constate une précipitation de la calcite avec un appauvrissement de la solution en carbonates et un enrichissement en  $\text{Ca}^{++}$ . Mais le stock de calcium de la solution s'épuise au fur et à mesure rapidement en participant dans l'élaboration de la calcite, au même titre que les carbonates, les quantités de calcite se formant à partir d'un certain seuil du facteur de concentration sont alors faibles ((Barbiéro et al., 1995 ; Malet et al., 1998a). C'est pourquoi l'évolution de la molalité en carbonates se maintient à une certaine stabilité quel que soit le facteur de concentration.

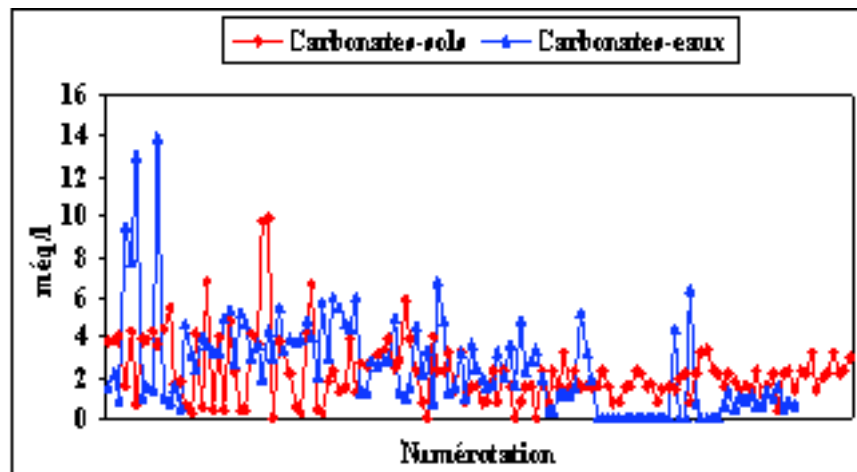


Figure 8.8. Concentrations en carbonates dans les solutions de sols et les eaux.

### 3. Principaux paramètres physico-chimiques

Nous nous sommes intéressés à deux paramètres physico-chimiques caractérisant les sols et des eaux affectés par le phénomène de salinisation, ce sont la conductivité électrique (CE) et le pH.

**CE** : dans l'ensemble elle est plus importante dans les solutions de sols, mais l'écart peut être parfois considéré comme faible par comparaison avec certains échantillons d'eaux (figure 8.9). Cette observation a été discutée dans le chapitre 4, dans lequel nous avons démontré que les différentes études effectuées sur une période d'environ 50 ans, ont montré qu'un processus de désalinisation tout à fait naturel était en train de se produire sur les sols du lac Fetzara, puisque les valeurs de la CE sont passées de 45 mS/cm à 25 °C (Durand, 1950) à 8 mS/cm à 25 °C (Djamai, 2000). Ce phénomène très original, s'est traduit par une diminution de la conductivité électrique de l'amont (Ouest) vers l'aval (Est), suivant ainsi le gradient d'écoulement des eaux.

**pH** : en générale le pH des solutions de sols et des eaux varie dans l'intervalle 6 à 8, exception pour un nombre restreint de points d'eaux dont les valeurs dépassent 8 ou certaines solutions de sols dont le pH est inférieur à 6 (figure 8.10).

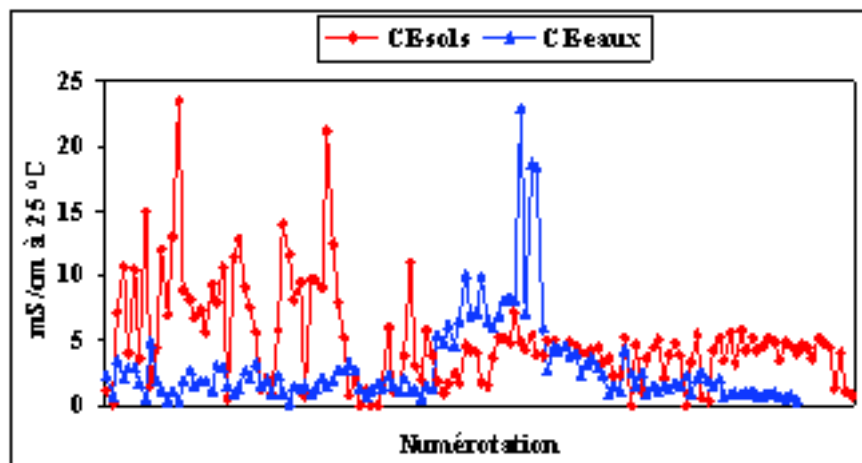


Figure 8.9. Evolution de la CE des solutions de sols et des eaux

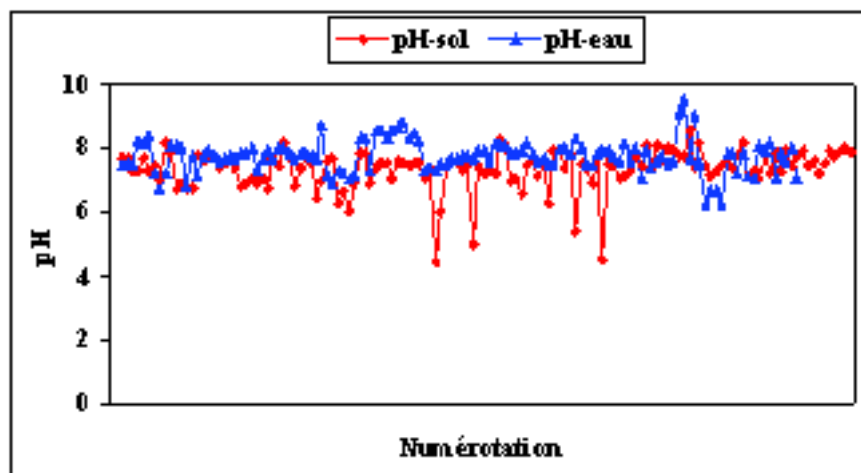


Figure 8.10. Evolution du pH des solutions de sols et des eaux.

## 4. Alcalinité résiduelle

L'alcalinité résiduelle est un paramètre qui permet de comprendre et suivre au même titre que les autres équilibres des minéraux, l'évolution chimique des eaux et des solutions de sols. Ce paramètre permet de prévoir également le comportement de chaque espèce ionique, car lorsque une solution se concentre par évaporation par exemple et qu'elle atteint le produit de solubilité d'un minéral, l'activité de certaines espèces va continuer à augmenter, alors que pour d'autres elle devra décroître, c'est ce qu'on appelle le concept d'alcalinité résiduelle généralisée, c'est-à-dire la précipitation successive ou simultanée de plusieurs minéraux dans une même solution (Eaton, 1950 ; Droubi, 1976 ; Droubi et al., 1980).

### 4.1. Alcalinité résiduelle calcite (ARc)

---

Le concept d'alcalinité résiduelle calcite (ARc) permet de prévoir qualitativement l'évolution géochimique des sols en fonction de la signature chimique des eaux (Van Beek et Van Breemen, 1973). L'évolution de l'alcalinité résiduelle calcite est dans l'ensemble négative pour les solutions de sols et pour les eaux ; elle diminue au fur et à mesure que les solutions se concentrent. Au niveau des eaux, il est utile de signaler que ARc est d'abord légèrement positive au départ, pour les solutions les plus diluées, pour devenir franchement négative par la suite. Ce rapide changement de signe ne peut être lié qu'à un phénomène de précipitation de la calcite (Vallès et al., 1989). Cette situation se traduit par une augmentation des équivalents en  $Ca^{++}$  qui seront supérieurs en molalités par rapport à l'alcalinité carbonatée, rendant probable la précipitation du gypse ; c'est la voie saline neutre. Ceci confirme les résultats obtenus sur l'extrait de pâte saturée au laboratoire. Cette situation peut-être néfaste pour les sols du Fetzara, car la concentration des éléments mène à la formation de sols salins, qui poseront des problèmes quant à leur utilisation agricole (Ouardi, 2006).

### 4.2. Alcalinité résiduelle généralisée (ARG)

---

L'alcalinité résiduelle généralisée permet de prévoir le sens de variation des molalités au-delà de la précipitation de la calcite. A partir du concept d'alcalinité résiduelle généralisée (ARG), il apparaît clairement que la concentration des différents éléments dissous varie de façon plus ou moins importante. Pour certains éléments, elle augmente sans cesse avec la minéralisation des solutions, alors que pour d'autres, elle augmente puis diminue suivant la succession des précipitations des minéraux. Le rapport entre les différents éléments au sein d'un même système hydrochimique va changer donc fortement ((Barbiéro et al., 2001 ; Hamdi-Aissa et al., 2004).

L'apport de l'eau induit un mélange avec la solution du sol, cette dernière sera diluée avec également dissolution de certains minéraux présents dans le sol ; c'est la raison pour laquelle la composition chimique des solutions de sols et des eaux du lac Fetzara est contrôlée par la calcite et le gypse. En effet, la précipitation du gypse met en jeu un ion commun ( $Ca^{++}$ ) avec celle de la calcite pouvant perturber le caractère conservatif de l'ARc (Barbiéro et al., 1995). Pour une estimation quantitative de l'évolution de la chimie des solutions, l'ARc ne suffit, il faut avoir recours donc à l'alcalinité résiduelle calcite+gypse (ARc+g) qui est définie comme suit :

$$ARc+g = Alcalinité - (Ca^{++}) + (SO_4^{--})$$

Il est à rappeler que la précipitation du gypse est limitée par la quantité de  $\text{Ca}^{++}$  dans la solution ( $\text{ARc} < 0$ ) ; il ne peut précipiter que grâce au  $\text{Ca}^{++}$  non impliqué dans la précipitation de la calcite.

Comparativement à l'ARc, l'ARc+g semble évoluer de manière identique, elle est d'abord positive, puis le signe sera par la suite inversé pour devenir négative ; ceci est valable que ce soit pour les solutions de sols ou les eaux.

L'évolution de l'ARc+g se fait d'une manière similaire dans les solutions de sols et des eaux du lac Fetzara, c'est-à-dire, elle est d'abord positive au départ dans les solutions les plus diluées pour devenir par la suite franchement négative dans les solutions les plus concentrées. Ce résultat ne peut s'expliquer par uniquement la précipitation de la calcite et du gypse, mais surtout par la participation du complexe adsorbant. Il est également probable qu'un autre processus entrant en jeu, faisant intervenir les ions  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$  dans l'alcalinité des solutions dès le début de la concentration (Vallès, 1987 ; Vallès et al., 1989) .

## 5. Equilibres solution-minéraux

Les calculs thermodynamiques réalisés par le logiciel «AQUA» ont permis d'étudier les équilibres des solutions avec les principaux minéraux les moins solubles et susceptibles d'être présents dans notre milieu et qui sont la calcite et le gypse. Il est utile de rappeler que la validité des calculs est limitée par la qualité de la mesure du pH sur le terrain.

### 5.1. Equilibre par rapport à la calcite

La représentation graphique des solutions de sols et des eaux montre que les points des différents échantillons sont dans l'ensemble en équilibre avec la calcite (Dorange et al., 1990). Certains points apparaissent sur-saturés, ceci est dû vraisemblablement au faible

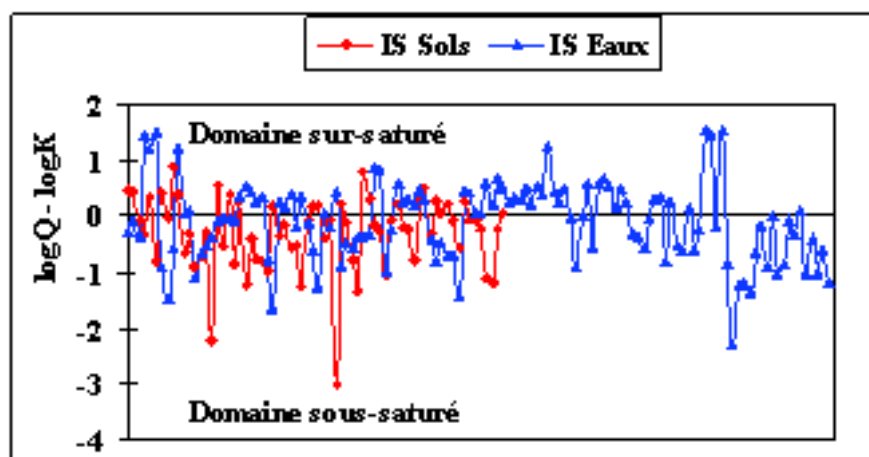


Figure 8.11. L'indice de saturation des solutions de sols et des eaux vis-à-vis de la calcite ( $\log K_{ps} \text{ calcite} = -8.37$ ).

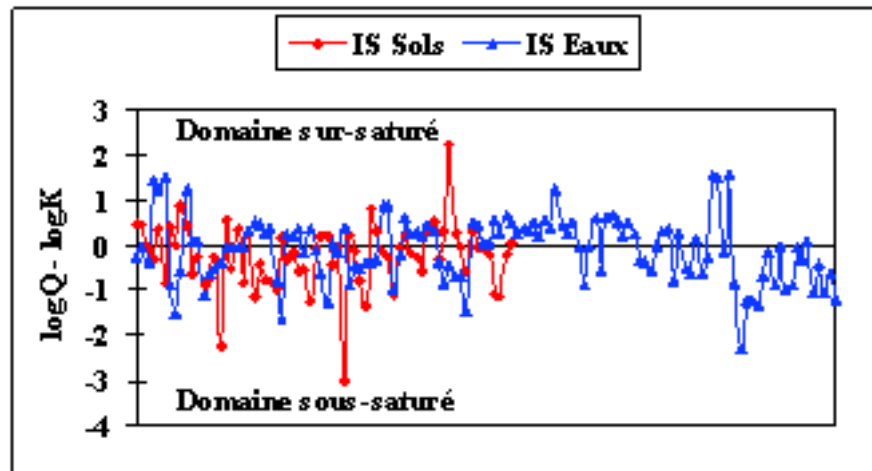


Figure 8.12. L'indice de saturation des solutions de sols et des eaux vis-à-vis de la calcite ( $\log K_{ps} \text{ calcite} = +9.76$ ).

dégazage des solutions provoquant une perte en  $\text{CO}_2$  avant la mesure du pH et qui se traduit par une diminution de la pression en  $\text{CO}_2$  équilibrante ( $p\text{CO}_2$ ), d'où une sur-saturation des solutions, alors que d'autres points sont sous-saturés (Figures 8.11 et 8.12).

Pour l'ensemble des eaux, les valeurs logarithmiques en  $p\text{CO}_2$  sont inférieures à -1.5, elles traduisent une charge en  $\text{CO}_2$  plus ou moins importante, à cause de la mauvaise la circulation sur le sol (Ouardi, 2006). Au niveau des solutions de sols, les valeurs en  $p\text{CO}_2$  sont encore plus fortes pouvant aller jusqu'à -1, confirmant ainsi le mauvais écoulement des eaux, mais aussi les mauvaises propriétés physiques des sols. Les valeurs élevées en  $p\text{CO}_2$  induisent une augmentation de la dissolution de la calcite, d'où des teneurs importantes en  $\text{Ca}^{++}$  dans les solutions (Marlet et al., 1998a).

## 5.2. Equilibre par rapport au gypse

La majorité des solutions de sols sont en équilibre avec le gypse, cependant un certain nombre de points sont nettement en position sous-saturée par rapport à ce minéral. Par contre, tous les échantillons d'eaux sont franchement sous-saturés (figure 8.13)

Pour les échantillons de solutions de sols, la majorité des points particulièrement ceux qui sont en équilibre, se situent dans la partie  $\text{SO}_4^{--} > \text{Ca}^{++}$ , ceci traduit une activité en sulfates supérieure à celle du calcium. En effet, lors de la précipitation du gypse dans le sol, la molalité en  $\text{SO}_4^{--}$  augmente et celle des ions  $\text{Ca}^{++}$  diminue ; d'ailleurs, les solutions les plus concentrées correspondent à celles qui ont les plus fortes molalités en sulfates (Vallès, 1985 ; Vallès et al., 1997).

La situation décrite pour les solutions de sols est valable également pour les eaux, ce qui est conforme avec le signe négatif de l'alcalinité résiduelle calcite+gypse obtenu pour les deux milieux.

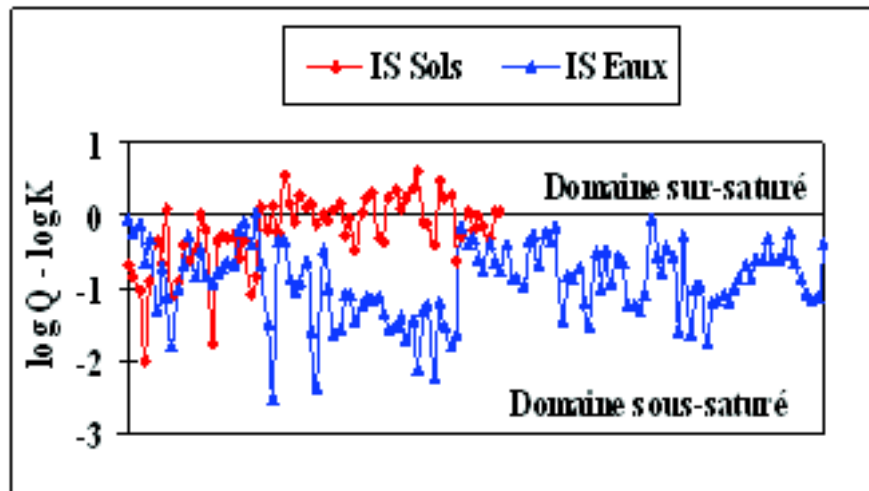


Figure 8.13. L'indice de saturation des solutions de sols et des eaux vis-à-vis du gypse ( $\log K_{ps} \text{ gypse} = -4.85$ ).

## Conclusion

Ce travail sur la géochimie des solutions de sols et des eaux du lac Fetzara montre qu'il existe une certaine similitude dans l'évolution du comportement chimique des solutions des sols et des eaux.

Le faciès chimique chloruré-sodique est très largement dominant au niveau des sols ; alors que dans les eaux, c'est surtout le faciès chloruré-calcique qui est le plus important et à un degré moindre le chloruré-sodique.

L'alcalinité résiduelle calcite (ARc) est négative dans les solutions de sols et les eaux, particulièrement lorsque la concentration des solutions augmente. Ce résultat favorise la voie saline neutre, débouchant directement sur le développement de sols salins ou salés. L'alcalinité résiduelle calcite +gypse (ARc+g) suit également le même sens de l'ARc dans les deux milieux. En dehors de la précipitation de la calcite et du gypse, d'autres phénomènes peuvent être à l'origine de cet état, les échanges ioniques entre la solution et le complexe adsorbant en sont les plus importants (Vallès, 1985 ; Barbiéro et al., 1995).

L'étude des équilibres solution-minéraux par rapport à la calcite et au gypse qui sont considérés comme des éléments de faible solubilité et qui sont presque toujours présents en milieux salés, montre que dans l'ensemble les solutions de sols et les eaux du Fetzara sont en équilibre avec la calcite. Pour ce qui est de l'équilibre vis-à-vis du gypse, pour les solutions de sols il existe deux groupes de points, le premier représentant des échantillons qui apparaissent sous-saturés, alors que le deuxième groupe tend à être en équilibre. Les eaux sont par contre totalement sous-saturées par rapport au gypse.

La pression en  $\text{CO}_2$  est légèrement plus forte dans les solutions de sols que dans les eaux, traduisant une dégradation possible des échanges gazeux au niveau du sol, engendrée par de mauvaises propriétés physiques (Favre, 2000 ; Dicko et al., 2002) .

## CONCLUSION GENERALE

Le but de ce travail touche à l'évolution de la salinité des sols et des eaux du lac Fetzara à partir d'une approche géochimique. Ce site situé dans la région de Annaba, couvre une superficie estimée à 18600 ha dont une très grande partie affectée par le phénomène de salinisation. Depuis plusieurs décennies, les pouvoirs publics ont engagé de nombreux programmes d'aménagement et de mise en valeur des terres, mais les résultats n'ont jamais abouti.

Dans cette étude, il apparaît que la concentration des eaux sous l'effet du climat, qui est caractérisé par un déficit hydrique très important en période estivale, provoque une concentration des sels induisant la précipitation de certains minéraux, cependant les échanges ioniques entre la solution du sol et le complexe adsorbant jouent également un rôle très important qu'il ne faudrait pas négliger.

A partir d'échantillonnages effectués sur le terrain sur plusieurs campagnes, l'étude a consisté d'abord à caractériser l'évolution de la composition chimique des solutions de sols et des eaux, lorsque ces dernières se concentrent sous l'effet de l'évaporation. Les résultats consignés sur diagrammes montrent que certains éléments solubles ne se concentrent pas proportionnellement au facteur de concentration (FC) ; ceci est lié à la précipitation de certains minéraux particulièrement la calcite et le gypse.

Une étude statistique par ACP, montre que la concentration des solutions sous l'effet de l'intense évaporation qui caractérise la région, est le principal processus de salinisation des sols. Mais il n'est pas le seul, deux autres processus sont certainement responsables de l'évolution de la dynamique des sels sur les sols du lac Fetzara, il s'agit d'une part du phénomène d'échange ionique entre la solution et le complexe argilo-humique et d'autre part de la forte variabilité des conditions d'anoxie et de pression partielle en  $\text{CO}_2$  engendrées par l'engorgement du milieu par l'eau, provoquant des processus d'oxydo-réduction affectant probablement les teneurs en sulfates.

Le contrôle de deux éléments principaux dans le cas des sols salés qui sont le calcium et l'alcalinité passe par la précipitation de la calcite. Sous l'influence de l'évaporation, les sols en contact avec les eaux, évoluent vers des sols salins. La solution du sol s'appauvrit alors en  $\text{Ca}^{++}$ , mais elle s'enrichit en même temps en  $\text{Na}^+$ . Ce contrôle géochimique du calcium conduit à la fixation de quantités importantes de  $\text{Na}^+$  sur le complexe adsorbant, c'est la raison pour laquelle la précipitation de la calcite affecte la solution du sol et provoque le changement de son faciès chimique qui évolue depuis le chloruré-calcique vers le chloruré-sodique. Ce type de faciès est très répandu au Maghreb où souvent les solutions évoluent vers la voie saline neutre.

Le contrôle des solutions par le gypse se fait dès que la saturation avec ce minéral est atteinte. Dans ce cas, la quantité de  $\text{Ca}^{++}$  devient supérieure à celle des  $\text{SO}_4^{--}$  dont la molalité va décroître, ceci se fait grâce au complexe argilo-humique qui libère du calcium lorsque les solutions se concentrent.



Contrairement aux solutions de sols, le faciès chimique des eaux du lac Fetzara, présente une grande variabilité, elles évoluent depuis un faciès mixte vers un faciès sulfaté mixte puis chloruré-sodique à chloruré-calcique. Tout ceci laisse supposer qu'on a affaire à plusieurs familles d'eaux. Cette variation du faciès est également très courante en Afrique du Nord.

Les différentes études particulièrement récentes, effectuées un peu partout dans le monde ont montré qu'il était insuffisant de se fier uniquement à la quantité totale de sels solubles que comporte une solution de sol ou une eau pour estimer le danger qu'elle représente. L'étude de son faciès chimique et de son évolution au cours de l'évaporation se fait actuellement grâce au concept dynamique de l'alcalinité résiduelle généralisée (ARG) qui est un outil indispensable en géochimie des solutions. Elle peut être utilisée également comme indicateur de la concentration sur des milieux où la saturation vis-à-vis de la calcite est atteinte ; son caractère conservatif a été vérifié.

Dans les deux milieux (sols et eaux), l'alcalinité résiduelle calcite (ARc) et l'alcalinité résiduelle calcite + gypse (ARc+g) sont légèrement positives au début ; selon la règle, la teneur en sulfates devrait s'élever et celle du calcium diminuer. Mais ce qui s'est passé sur le Fetzara est différent, la fixation des cations majeurs qui sont  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{++}$  et  $\text{K}^+$  par les argiles a conduit à une libération du  $\text{Ca}^{++}$ . Donc l'apport du calcium qui en résulte dans la solution est suffisant pour inverser le signe de l'alcalinité résiduelle calcite + gypse. Ce même scénario mettant en jeu des échanges ioniques entre la solution et le complexe adsorbant est également observé dans les eaux où on assiste à une inversion du signe de l'alcalinité résiduelle calcite (ARc) et l'alcalinité résiduelle calcite+gypse (ARc+g).

Lorsqu'on détermine l'ARc+g, le contrôle du  $\text{Ca}^{++}$  par la calcite est renforcé par la précipitation du gypse. Ces deux précipitations sont responsables de la chute des teneurs en calcium et d'une augmentation du sodium sur le complexe argilo-humique. La précipitation du gypse, comportant un ion commun avec la calcite, perturbe le caractère conservatif de l'alcalinité résiduelle calcite (ARc.). Par contre l'alcalinité résiduelle calcite+gypse reste conservative. Cette caractéristique conservative de l'alcalinité résiduelle généralisée (ARG) se présente comme un indicateur de l'état de dégradation des sols. Ceci ouvre des perspectives pour l'utilisation de l'ARG comme traceur, pour estimer quantitativement l'évolution de ces sols et pour leur gestion particulièrement en matière d'irrigation.

Les études sur les équilibres solution-minéraux menées sur la calcite et le gypse qui sont considérés parmi les sels les moins solubles, ont permis de confirmer les résultats obtenus à partir de l'alcalinité résiduelle généralisée (ARc+g).

En effet, pour les solutions de sols, on constate qu'il y a dans l'ensemble un équilibre vis-à-vis de la calcite avec une forte hétérogénéité de la pression en  $\text{CO}_2$ , faisant apparaître deux groupes de solutions de sols, le premier avec une très bonne aération alors que le second présente de fortes valeurs en  $\text{CO}_2$ , traduisant un caractère de sols lourds asphyxiants avec une possible dégradation des échanges gazeux. Ceci serait lié certainement à une altération de la structure du sol, avec diminution de la porosité ce qui limiteraient les échanges d'oxygène et de  $\text{CO}_2$  entre le sol et l'atmosphère. Mais ceci ne constitue qu'une hypothèse au vu des valeurs de  $\text{pCO}_2$  et doit être vérifiée par des études complémentaires.

Ces mêmes solutions de sols, présentent une sous-saturation par rapport au gypse avec une certaine tendance à aller vers l'équilibre dans la campagne 1999. Il est intéressant

de remarquer la position des points d'échantillonnage qui sont situés de part et d'autre de la droite d'équilibre entre  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$ , selon la loi du « T ». Dans la partie supérieure  $\text{Ca}^{++} > \text{SO}_4^{--}$  et dans la partie inférieure  $\text{Ca}^{++} < \text{SO}_4^{--}$ . Cette différence traduit une alcalinité résiduelle calcite+gypse de signe opposés entre les deux groupes. Cette situation est contrôlée par l'évolution du  $\text{Ca}^{++}$  et  $\text{SO}_4^{--}$  qui interviennent dans la précipitation du gypse.

En ce qui concerne les eaux, elles sont dans l'ensemble en équilibre avec la calcite, mais on peut remarquer qu'un certain nombre de points sont sur-saturés alors que d'autres sont sous-saturés, ceci est en relation avec les variations de la  $\text{pCO}_2$ , la chute par exemple de cette dernière pourrait être liée à l'arrivée d'eau de surface provoquant une sur-saturation temporaire. Par contre, ces mêmes eaux sont pratiquement toutes sous-saturées par rapport au gypse.

Les résultats obtenus sur les différents équilibres entre solution et minéraux ont été confirmés par le calcul de l'indice de saturation (IS) qui est représenté par le rapport entre le produit d'activité ionique ( $\log Q$  ou PAI) et le produit de solubilité ( $\log K_{ps}$ ) des ions de référence dans la solution.

Parallèlement à l'approche géochimique, l'étude sur la tendance à l'évolution de salinité globale des sols du lac Fetzara, à partir uniquement de valeurs de conductivité électrique (CE) collectées grâce à plusieurs travaux effectués sur une période d'un demi-siècle (1949-1999), a révélé le déroulement d'un phénomène assez rare et très original sur un sol salé qui est le processus de désalinisation. Les conductivités électriques des sols ont diminué très sensiblement suite à un lessivage naturel, grâce au canal principal de drainage, pour atteindre parfois des valeurs de salinités proches de l'acceptable.

Au-delà de l'intérêt qui semble être purement théorique pour la compréhension des phénomènes se déroulant sur les sols du lac Fetzara, l'approche géochimique revêt une grande importance pratique pour la mise en valeur des terres agricoles situées dans les régions affectées par un déficit hydrique, particulièrement en zones arides.

En ce qui concerne le Fetzara, les différentes études géochimiques menées grâce au modèle d'association ionique «AQUA» ont montré que la précipitation de la calcite et du gypse avec bien sûr les échanges ioniques ont été suffisants pour expliquer l'essentiel du comportement géochimique des solutions de sols et des eaux.

Le modèle «AQUA», confronté aux données du terrain, a donné des résultats acceptables. Il permet de faire des prévisions qualitatives sur le risque encouru par un sol qui évolue au contact d'une solution donnée dans un milieu évaporant. Il permet surtout une estimation quantitative des problèmes concernant l'évolution des ions majeurs. Ceci débouche spécialement sur les prédictions de l'évolution de certains paramètres tels que le SAR (Sodium Adsorption Ratio) et  $\text{Na}^+/\text{T}$  (Pourcentage Sodium Exchangeable).

Le modèle n'est donc plus seulement un outil pour comprendre qualitativement les problèmes, mais franchit une étape supplémentaire. En ce qui concerne le Fetzara, il devient réaliste de l'utiliser à des fins prédictives quantitatives.

Les perspectives qu'ouvre cette étude sont évidemment nombreuses du fait de l'intervention de plusieurs paramètres et les différentes interactions qui peuvent exister, dans un système aussi complexe comprenant le sol et l'eau.

Tout d'abord, il serait intéressant de suivre l'état d'équilibre d'autres minéraux souvent présents en milieu salé, à l'instar de la calcite et du gypse, telles que l'halite (NaCl), mirabilite ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), thénardite ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ), anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ), glauberite ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ ), bloedite ( $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), etc... afin de suivre la succession des différents faciès géochimiques.

Les processus d'oxydo-réduction jouent un rôle important dans la qualité des solutions de sols et eaux. Les caractéristiques du potentiel redox (pe) des sols peuvent constituer un bon indicateur de leur dégradation. Les études doivent donner une importance particulière aux minéraux suivants : fer, azote et soufre. Ce volet n'a malheureusement pas été abordé dans cette étude, à cause de certaines contraintes techniques. Mais il est utile de rappeler que contrairement aux réactions impliquant les espèces carbonatées, les réactions d'oxydo-réduction sont réputées lentes et souvent hors équilibre thermodynamique, il est donc difficile de les intégrer dans la modélisation.

Les minéraux argileux jouent un rôle déterminant dans les échanges ioniques entre la solution du sol et le complexe adsorbant à cause de leur sélectivité pour certains cations. D'autre part, il serait souhaitable de suivre par des analyses, le degré d'altération des argiles conditionné par la salinité des eaux. Dans ce cas, les dynamiques des ions silicium et aluminium gagneraient à être mieux suivies.

Enfin, il serait très intéressant de déterminer avec précision les mouvements du flux hydrique sur le sol. Quelle est la relation entre le sol et la nappe ? Quels sont les régimes des flux d'eau et des éléments chimiques et leur intensité entre le sol et la nappe ? Quelle est la part des transferts latéraux par rapport aux apports verticaux dans la nappe ?

## Références bibliographiques

- Abdelmoula M., Trolard F., Bourrié G. and Génin J.M.R. ; 1998** – Evidence for the Fe(II) et Fe(III) green rust « fougerite » mineral occurrence in a hydromorphic soil and its transformation with depth. *Hyperfine interactions*, 112 : 235-238.
- Abdelmoula M.; 1999** – Iron control by equilibria between hydroxyl green rusts and solutions in hydromorphic soils. *Geochimica and Cosmochimica Acta* , 63 (19/20) : 3417-3427.
- Abu-Sharar T.M., Bingham F.T. and Rhoades J.D. ; 1987** - Reduction in hydraulic conductivity in relation to clay dispersion and disaggregation. *Soil Science Society American Journal* ; 51: 342–346.
- AJCI ; 1985** - Etude de faisabilité d'un projet d'aménagement agricole de la région périphérique du lac Fetzara. Agence Japonaise Coopération Internationale ; Annexes A et B; 150p. + 72p.
- Alkattan M. ; 1996** - Contribution à l'étude de la cinétique de dissolution de minéraux très solubles : halite, calcite en milieu acide. Thèse Doct., UPS Toulouse, 145p.
- Amante ; 1947** – Hydraulique. Défense contre les eaux nuisibles du lac Fetzara. Doc. Inédit ; Serv. Colon. et Hydr., Bône ; 8p.
- Amrhein C. and Suarez D.L.; 1990** - A procedure for determining sodium-calcium selectivity in calcareous and gypsiferous soils. *Soil Science Society American Journal*;54: 999-1007.
- Appelo C. and Postma D. ; 1993** - Geochemistry, groundwater and pollution. Edition Balkema ; 479 p.
- Assa D.A. ; 1976** – Phénomènes de sélectivité d'échange cationique dans certains minéraux argileux. 2. Les sites d'adsorption du potassium. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie*, 14 (4) : 279–286.
- Aubert G. ; 1975** - Les sols sodiques en Afrique du Nord. *Annales INA*, Alger; 6 (1) :185-195.
- Aubert G. ; 1983** – Observations sur les caractéristiques, la dénomination et la classification des sols salés ou salsodiques. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie*, 20 (1) : 73–78.
- Badraoui M., Soudi B., Merzouk A., Farhat A. and M'hamdi A. ; 1998** – Changes of soil qualities under pivot irrigation in Bahira region of Marocco : Salinization. *Advances in Geoecology*, 31 : 503-508.
- Bahri A., 1993** - Evolution de la salinité dans un périmètre irrigué de la basse vallée de la Medjerda en Tunisie. *Sciences du Sol*, 31 (3) : 125-140.
- Baize D. et Girard M.C. ; 1995** – Référentiel pédologique. Editions INRA, Paris ; 332p.
- Bar A., Banin A. and Chen Y., 1987** - Adsorption and exchange of K<sup>+</sup> in multi-ionic soil systems as affected by mineralogy. Proceeding of the 20th colloquium of IIP, Berne, p.143-158.

- Barbiéro L. ; 1994 - **Les sols alcalinisés sur socle dans la vallée du fleuve Niger - Origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation.** Thèse Doct. ; ENSA Rennes ; 210 p.
- Barbiéro L. et Vallès V. ; 1992** - Aspects géochimiques de l'alcalinisation des sols dans la vallée du Dallol Bosso (république du Niger). *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie*, 27(2) : 143–152.
- Barbiéro L., Valles V. et Régeard A. ; 1995** - Précipitation de la fluorine et contrôle géochimique du calcium dans des sols alcalins du Niger. Conséquences pour une estimation quantitative de l'évolution géochimique des sols. *Géosciences de Surfaces, C.R. Acad. Sci. Paris* , 321 (2), 1147-1157.
- Barbiéro L. and Van Vliet-Lanoe B.; 1998** - The alkali soils of the middle Niger valley: origins, formation and present evolution. *Geoderma*, 84 (4) : 323-343.
- Barbiéro L., Vallès V., Régeard A. and Cheverry C.; 2001** - Residual alkalinity as a tracer to estimate the changes induced by a forage cultivation in a non saline sodic soil. *Agricultural Water Management*, 50 (3), 229-241.
- Bardinet C., Monget J.M. et Albuissou M. ; 1982** – Cartographie automatique de classifications diachroniques Landsat sur restitué à laser : cas de l'environnement de Annaba (Algérie), en 1977-1978 ; 4 cartes hors texte. Coll. ENS jeunes filles, Paris ; p. 327-407.
- Barral J.P., Marlet S., N'Diaye M.K., Valenza A., Dicko M., Tangara B. et Grillot J. ; 1996** - Fonctionnement des nappes en relation avec la dégradation des sols à l'office du Niger. PSI, IER., Travaux et études 2.
- Ben naceur M. Rahmoune C., Sdiri M., Meddahi M.I. et Selmi M. ; 2001** - Effet du stress salin sur la germination, la croissance et la production en grains de quelques variétés maghrébines de blé. *secheresse*, 12 : 167-174.
- Bertrand R., Keita B. et N'Diaye K.; 1993** – La dégradation des sols des périmètres irrigués des grandes vallées sud-sahariennes (cas de l'office du Niger). *Cahiers Agriculture*, 2 : 318-329.
- Boivin P, Favre F. et Maeght J. L. ; 1998** - Les sols de la moyenne vallée du Sénégal : caractéristiques et évolution sous irrigation. *Etude et Gestion de Sols*, 5 (4) : 235–246.
- Boivin P., Favre F., Hammecker C., Saejjew A. and Tessier D., 1999** - Ion transfers, iron reduction and mineralogical implications in irrigated fields : new results for soil and water quality management under irrigation. Proceedings of 2nd inter-regional conference on Environment-Water ; 1-3 septembre 1999, Lausanne.
- Bonneau M et Souchier B. ; 1994** – Pédologie. 2. Constituants et propriétés du sol. 2<sup>e</sup> Edition ; Ed. Masson ; 665p.
- Bourrié G. ; 1976** – Relations entre le pH, l'alcalinité et les équilibres de CO<sub>2</sub> dans les eaux naturelles. *Sciences du Sol*,3 : 145-159.
- Bourrié G., Maitre V. et Curmi P. ; 1994** – Mise en évidence de deux dynamiques saisonnières dans les sols hydromorphes en climat tempéré. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 318 (2) : 87-92.



- Boyd G., Adamson AW. and Myers, L.S. ; 1947** - Exchange adsorption of ions by organic zeolites. *American Chemical Society Journal* ; 69: 2836–2848.
- Chaudhry M.R., Sidhu M., Rafique M.S. and Chaudhry M.A.; 1998** – Reclamation efficiency of chemical and biological ameliorants for saline sodic soils. *16th ISSS World Congress, Montpellier 20-26 août 1998* ; Symposium 29, Paper 1329, 4p.
- Chernet T., Travi Y. and Vallès V. ; 2001** - Mechanism of degradation of the quality of natural water in the lakes region of the Ethiopian Rift Valley. *Water Research* ;35, 2819-2832.
- Cheverry C. ; 1974** - Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels lors de la transformation des sédiments argileux et organiques en milieu continental subaride dans des sédiments argileux et organiques. Thèse Doct. ; Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 175 p.
- Cheverry C. et Robert M. ; 1993** – Salure des sols Maghrébins. Influence sur les propriétés physiques et physico-chimiques des sols. Rapport Projet CEE ; 41p.
- Cheverry C. ; 1995** – Comportement des plantes et milieu salé. *C. R. Acad. Agric. France*, 81 (2) : 42-46.
- Cheverry C. et Robert M. ; 1998** - la dégradation des sols irrigués et de la ressource en eau. une menace pour l'avenir de l'agriculture et pour l'environnement des pays au sud de la méditerranée. *étude et gestion des sols*, 5 (4) : 217-226.
- Cheverry C. and Bourrié G. ; 2003** - Salinisation of soils. In Stengel P. and Gelin S. (ed.) : Soil, fragile interface. INRA Editions, Paris, p. 129-150.
- Chip A., Lena Q.N., Dean Rhue R. and Reve W. ; 2003** - Selectivities of potassium-calcium and potassium-lead exchange in two tropical soils. *Soil Science Society American Journal*, 67: 1707-1714.
- Con dom N. ; 1997** - Salinisation, alcalinisation and sodification on irrigated area in Pakistan. Characterisation of the geochemical and physical processes and study on the impact of irrigation water on the processes by the use of a hydro-geochemical model. IIMI Research ; Paper 22.
- Condom N., Kuper M., Marlet S., Vallès V. and Kijne J. ; 1999** - Salinization, alkalization and sodification processes in Punjab (Pakistan). Characterisation of geochemical and physical processes of soil degradation. *Land Degradation and Development*, 10:123–140.
- Condom N. ; 2000** - Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali). Thèse Doct. ; ENA Montpellier ; 240 p.
- Condom N., Lafolie F., Hammecker C., Maeght J.L., Vallès V. and Marlet S. ; 2002** - Solute transport and geochemistry modeling in the vadose zone: application to soil salinisation, alkalisation and sodification. *17th ISSS World Congress, Bangkok 14-21 août 2002* ; Paper 1342.
- CPCS ; 1967** - Classification française des sols. INRA, Paris ; 87p.
- Daoud Y. ; 1983** - Contribution à l'étude de la dynamique des sels dans un sol irrigué du périmètre du Haut Chélif (Algérie). Thèse Doct. Ing. ; ENSA Rennes ; 194p.

- Daoud Y. ; 1993** - Contribution à l'étude des sols des plaines du Chélif. Le phénomène de salinisation, conséquences sur les propriétés physiques des sols argileux. Thèse Doct. d'Etat. INA Alger ; 233p.
- Daoud Y. et Halitim A. ; 1994** - Irrigation et salinisation au Sahara algérien. *Sécheresse* ; 5 : 151-160.
- Debièche T.H. ; 2002** – Evolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Application à la basse plaine de la Seybouse- Nord-Est algérien. Thèse Doct. Sci de la Terre ; Univ. Franche-Comte ; 235p.
- Debez A., Chaibi W. et Bouzid S. ; 2001** - Effet du NaCl et de régulateurs de croissance sur la germination d'*Atriplex halimus* L. *Cahiers Agriculture*, 10 (2) : 135-138.
- Debye P. and Hückel E. ; 1923** - On the theory of electrolytes. *Phys. Z. (Leipzig)*; 24 :185-208.
- de Condappa D.; 2005** – Etude de l'écoulement d'eau à travers la zone non saturée des aquifères de socle à l'échelle spatiale du bassin versant Application à l'évaluation de la recharge au sein du bassin versant de Maheshwaram, Andhra Pradesh, Inde. Thèse Doct., Univ. Joseph Fourier, Grenoble; 361p.
- de Martonne E. ; 1926** - Une nouvelle fonction climatologique, l'indice d'aridité, *La Météorologie*
- Dicko M., Marlet S., Vallès V., N'Diaye Mamadou K., Chevassus-Rosset C. and Condom N. ; 2002** – Influence of biogeochemical mechanisms on soil alkalinity in flooded alkaline soil. *17th ISSS World Congress, Bangkok 14-21 août 2002* ; Symposium 11, Paper 1338, 8p.
- Djamai R. ; 1980** – Etude du phénomène d'échange cationique dans les principaux types de sols de la Mitidja (Alger). Mémoire d'Ing. d'Etat Agro., INA Alger ; 84p.
- Djamai R. ; 1993** - Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du lac Fetzara (Annaba). Thèse Magister ; INA Alger ; 78p.
- Djamai R. ; 2000** - Etude spatio-temporelle de la salinité des sols du lac Fetzara (Annaba). Doc. inédit ; Univ. Annaba ; 61p.
- Djamai R. ; Daoud Y. ; Ouardi j. , Laifa A ; Fadel D. ; Benslama M. and Vallès V. ;2006a** - Mathematical simulation the climatic variability. Estimation of the water balance of the overturning pond of the fetzara lake (algerian north-east). *European J. Sci. Research*; 13 (2) : 267-274.
- Djamai R. ; Daoud Y. ; Ouardi J. ; Vallès V. ; Fadel D. ; Laifa A. and Benslama M. ; 2006 b** - Alkalinity and contribution of the geochemistry. Case of the soils of the lake Fetzara (algerian North-East). *Physical & Chemical News* ; 32 : 137-143.
- Djamai R. ; Daoud Y. ; Rahmoune C. ; Ouardi J. et Vallès V ; 2007** - Contribution à l'étude de l'évolution de la salinité des sols du lac Fetzara (Nord-Est algérien). Soumise et acceptée dans la revue *les Annales de l'INRGREF* (Tunisie).



- Djili K. and Daoud Y. ; 2000** - Effect of rainfall rate on soil calcium and exchangeable sodium distributions in Northern Algeria. . *Sécheresse* ; 11 (1) : 37-43.
- Djili K., Daoud Y., Gaouar A., et Beldjoudi Z. ; 2003** – La salinisation secondaire des sols au Sahara. Conséquence sur la durabilité de l'agriculture dans les nouveaux périmètres de mise en valeur. *Sécheresse* ; 14 (4) : 241- 246.
- Dorange G., Marchand A. et Le Guyader R. ; 1990** - Produit de solubilité de la calcite et constantes de dissociation de  $\text{CaHCO}_3^+$  et  $\text{CaCO}_3^+$  entre 5 et 75 °C. *Revue des Sciences de l'Eau* ; 3 (3) : 261-275.
- Drissi S.H., Refait P. and Génin J.M.R. ; 1994** – The oxidation of  $\text{Fe}(\text{OH})_2$  in the presence of carbonate ions : structure of carbonate green rust one. *Hyperfine interactions*, 90 : 395-400.
- Drissi S.H., Refait P., Abdelmoula M. and Génin J.M.R. ; 1995** – Preparation and thermodynamic properties of Fe(II)-Fe(III) hydroxide carbonate (green rust one). Pourbaix diagram of iron in carbonate containing aqueous media. *Corrosion Science*, 37 : 2025-2041.
- Droubi A., Fritz B. et Tardy Y. ; 1976** – Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de salure des sols et des doses optimales d'irrigation. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie*, 14 (1) : 13–38.
- Droubi A. ; 1976** - Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation - Modèle thermodynamique de simulation - Application aux sols salés du Tchad. *Mémoire des Sciences Géologiques* ;46, 177 p.
- Droubi A., Grondin J. L., Fritz B. et Tardy Y. ; 1978** - Calcul des équilibres dans le système  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ . Rappel des conditions de dissolution et de précipitation de la calcite. *Sci. Géol. Bull.* ; 31(4) : 195–202.
- Droubi A., Fritz B., Gac J.Y. and Tardy Y. ; 1980** - Generalized residual alkalinity concept: application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *American Journal of Science* ; 280 : 560-572.
- Durand J.H. ; 1950** - Premiers résultats de l'étude des sols du lac Fetzara. Doc. inédit ; SES Alger ; 112p. + carte.
- Eaton F.M. ; 1950** - Significance of carbonates in irrigation waters. *Soil Science*, 69 : 123-133.
- Emberger L. ; 1954** - Une classification biogéographique des climats. *Trav. Lab. Bot. Zool. Fac. Sci. Serv. Bot. Montpellier*; 7 : 3-43.
- Espiau P. ; 1986** – Contribution à l'étude du complexe absorbant des sols acides à charges mixtes. Application aux andosols du Velay. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie* , 23 (2) : 79-94.
- Evangelou V.P. and Lumbanaja J. ; 2002** - Ammonium – potassium exchange on vermiculite and hydroxyl-aluminium vermiculite. *Soil Science Society American Journal*; 66 : 445-455.
- Favre F. ; 2000** - Interactions entre oxydo-réduction et dynamiques salines dans un vertisol irrigué par submersion. Thèse Doct. , EPFL Lausanne ; 179p.

- Favre F., Tessier D. , Abdelmoula M., Génin J.M., Gates W. and Boivin P.; 2002** – Iron reduction and changes in cation exchange capacity in intermittently waterlogged soil. *European Journal of Soil Science*; 53 (2) : 175-183.
- Feder F., 2001** - Dynamique des processus d'oxydo-réduction dans les sols hydromorphes. Monitoring *in situ* de la solution du sol et des phases solides ferrifères. Thèse Doct. ; Univ. Droit Eco. et Sci. ; Aix- Marseille III ; 207 p.
- Fritz B. ; 1975** – Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sci. Géol. Mém.* ; 41 ; 152p.
- Galindo G.G. and Bingham F.T. ; 1987** - Homovalent and heterovalent exchange equilibrium in soils with variable surface charge. *Soil Science Society American Journal* ; 5 : 883-886.
- Gallali T. ; 1980** - Transfert sels-matière organique en zones arides méditerranéennes. Contribution à l'étude pédo-biologique des sols salsodiques formés sur matériaux sédimentaires. Thèse Doct. d'Etat ; Univ. Nancy I ; 202 p. + annexes.
- Gausson H. ; 1954** - Géographie de plantes. Etude des aires des plantes. Edition Colin, Paris.
- Gauthier-Lièvre, 1931** - Recherches sur la flore des eaux continentales de l'Algérie et la Tunisie. Thèse Faculté des Sciences, Paris. 299p. + 15pl.
- Génin J.M.R., Bourrié G., Trolard F., Abdelmoula M., Jaffrezic A., Refait P., Maitre V., Humbert B. and Herbillon A. ; 1998** – Thermodynamic equilibria in aqueous suspensions of synthetic and natural Fe(II)-Fe(III) green rusts : occurrence of the mineral in hydromorphic soils. *Environmental Science and Technology* , 32 (8) : 1058-1068.
- Gotoh S. and Patrick Jr.W. ; 1974** - Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil Science Society American Journal* ; 38: 66–71.
- Grimaldi C.; 2004** – Hydrochimie de petits bassins versants. Approche à la connaissance du fonctionnement géochimique du sol et de la qualité de l'eau des cours d'eau. Mémoire H.D.R. ; Univ. Rennes I; 80p.
- Guillet B. ; 1987** – La capacité d'échange cationique des matières organiques des sols. Colloque AFES : CEC et fertilisation des sols agricoles. 20 novembre 1987 ; p. 45-60.
- Hachicha M., M'Hiri A., Bouksila F. et Bach Hamba I. ; 1997** – Variabilité et répartition de l'argile et de la salinité dans le périmètre de Kalaât Landelous (Tunisie). Application à l'évaluation des risques de salinisation. *Etude et Gestion des Sols* ; 4 (1) : 53-67.
- Hachicha M. ; 1998** – Mise en valeur des sols salés. Organisation, fonctionnement et évolution des sols salés du Nord de la Tunisie. Thèse Doct., ENSA Rennes ; 230p.
- Hachicha M., Cheverry C. and M'hiri A. ; 2000** - The impact of long-term irrigation on changes of ground water level and soil salinity in northern Tunisia. *Arid Soil Research and Rehabilitation* ; 4 :175-182
- Hachicha M. , Cheverry C. et Mhiri A. ; 2003** - Étude comparative de bonification de sols salés sous conditions naturelles et sous irrigation et drainage en milieu semi-aride. *Sécheresse* ; 14 (3) : 143 - 147.

- Halitim A. ; 1988** - Sols des régions arides d'Algérie. Edition OPU Alger ; 384p.
- Hamdi-Aissa B.; 2001** – Fonctionnement actuel et passé de sols du Nord du Sahara (cuvette de Ouargla. Approches micromorphologique, géochimique et minéralogique et, variabilité spatiale. Thèse Doct. INA Paris-Grignon
- Hamdi-Aissa B., Vallès V., Avanturier A. and Ribozi O. ; 2004** - Soils and brine geochemistry and mineralogy of hyperarid desert playa, Ouargla basin, algerian sahara. *Arid land Research and Rehabilitation*, 18 (2) : 103-126.
- Hamdy A., Lasram M. et Lacirignola C.; 1995** – Les problèmes de salinité dans la zone méditerranéenne. *C. R. Acad. Agric. France*, 81 (2) : 47-60.
- Hammecker C. ; 1997** – Dégradation des sols dans la vallée du fleuve Sénégal. Pôle Régional de Recherche sur Systèmes Irrigués en Afrique Soudano-Saharienne / ORSTOM. Rapport d'activité 1997. 14p.
- Hardie L.A. and Eugster H.P.; 1970** - Evaporation of sea water: Calculated mineral sequences. *Science*, 208 : 498-500.
- Harter R. ; 1991** - Kinetics of sorption/desorption processes in soil. In Sparks D. L. and Suarez D. (ed.) : Rates of soil chemical processes. SSSA , special publication.
- Hatira A., Benmansour B., Grira M. et Guallali T. ; 2005** – Impact des eaux d'irrigation sur l'origine des accumulations gypseuses dans les sols de l'oasis de Metouia (Tunisie). *Etude et Gestion des Sols* ; 12 (1) : 1-9.
- Hegelson H.C. ; 1968** - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations. *Geochimica and Cosmochimica Acta* ; 32 : 853-877.
- Hissel J. et Salengros P. ; 2001** - Nouveau mode de représentation graphique de l'équilibre calco-carbonique. Application au traitement des eaux. *Revue des Sciences de l'Eau*, 15 (2) : 435-458.
- Hoogemoed W.B. ; 1994** - Methods of managing problems in crusting and hardsetting soils. *Second international symposium on sealing, crusting, hardsetting soils : productivity and conservation*, Queensland, Australia.
- Hörst J., Höll W.H. and Eberle S.H. ; 1990** - Application of surface complex formation model to exchange equilibria on ion exchange resins. Part I. Weak acid resin. *React. Polym.* ; 13:209–231.
- Ifagraria ; 1967** - Etude générale de la mise en valeur agricole des plaines côtières d'Annaba. Société Ifagraria, Rome ; Partie I ; 169p.
- INRH ; 1981** - Etude agro-pédologique de la région de Azzaba-Oued El-Aneb-Fetzara. Institut National Recherche Hydraulique, Constantine.
- Inskeep W.P. ; 1985** - An evaluation of rate equations for calcite precipitation kinetics at pCO<sub>2</sub> less than 0.01 atm and pH greater than 8. *Geochemica and Cosmochimica Acta* ; 49: 2165–2180.
- Jaffrezic A.; 1997** – Géochimie des éléments métalliques, des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture intensive et qualité des eaux dans les zones humides en Bretagne. Thèse Doct., ENSA Rennes.

- Jardine P.M. and Sparks D.L. ; 1984** - Potassium-cation exchange in a multiple reactive soil system : I. Kinetics. *Soil Science Society American Journal* ; 48: 39–45.
- Joleaud L. ; 1936** - Etude géologique de la région de Bône et La Calle. *Bulletin Service Cartographie Géologie Algérie* ; 12 (2) ; 192p.
- Kimmel M.; 2002** – Simulation de l'impact d'un ancien site minier sur les eaux souterraines. Projet TRANSPOL. Cas réel N°2. Rapport d'avancement. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de L'Environnement; 49p.
- Kirk G. ; 2004** - The biogeochemistry of submerged soils. John Wiley & Sons ; 304p.
- Lacharme M.; 2001** – Mémento technique de riziculture pour la vallée du fleuve Sénégal. Le contrôle de la salinité dans la rizière. MDRE, Coop. Française, Fascicule 9 ; 20p.
- Lahlou M., Badraoui M. et Soudi B. ; 1998** – SMSS : un logiciel de simulation du mouvement des sels dans le sol. *Etude et Gestion des Sols* ; 5 (4) : 247-256.
- Lahlou M., Badraoui M., Soudi B., Goumari A. et Tessier D. ; 2002** – Modélisation de l'impact de l'irrigation sur le devenir salin et sodique des sols. *Actes de l'atelier du PCSI* ; 22-29 mai 2002 ; Montpellier ; 1-19.
- Laudelout H., Cheverry C. et Clavet R. ; 1994** – Modélisation mathématique des processus pédologiques. *Coll. Manuels Techniques et Scientifiques, Actes Editions, Maroc* ; 264p.
- Laudelout H. et Chiang C. ; 1995** – Modélisation du mouvement des sels dans les sols du Maroc. *Homme Terre et Eau*, 25 (100) : 57-61.
- Lesch S.M., Strauss D.J. and Rhoades J.D., 1995** – Spatial prediction of soil salinity using EM induction techniques 1. Statistical prediction models. A comparison of multiple linear regression and cokriging. *Water Resources Research*, 31 : 373-386.
- Loyer J.Y.; 1991** – Classification des sols salés : les sols salic. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie*, 26 (1) : 51-61
- Madé B. ; 1991** - Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques dans les interactions eau-roche. Thèse Doct. ; Institut de Géologie, 266p.
- Madé B., Clément A. and Fritz B. ; 1994** - Modeling mineral/solution interactions : the thermodynamic and kinetic code KINDIS. *Computers and Geosciences*, 20 (9) : 1347–1363.
- Mangold D.C. ; 1991** - A summary of subsurface hydrological and hydrogeochemical models. *Rev. Geophys.* ; 29 (1) : 51–79.
- Marjoua A., Olive P. et Jusserand C. ; 1997** - Apports des outils chimiques et isotopiques à l'identification des origines de la salinisation des eaux : Cas de la nappe de La Chaouia côtière (Maroc). *Revue des Sciences de Eau* ; 10 (4) : 489-505.
- Marlet S. ; 1996** - Alcalinisation des sols dans la vallée du fleuve Niger (Niger). Modélisation des processus physico-chimiques et évolution des sols sous irrigation. Thèse Doct., ENSA Montpellier, 267p.
- Marlet S., Vallès V. and Barbiéro L. ; 1996** - Field study and simulation of geochemical mechanisms of soil alkalisation in the Sahelian zone of Niger. *Arid Soil Research and Rehabilitation* ; 10: 243–256.

- Marlet S., Barbiéro L. and Vallès V.; 1998a** - Soil alkalization and irrigation in the sahelian zone of Niger. II : Agronomic consequences of alkalinity and sodicity. *Arid Soil Research and Rehabilitation*; 12 : 139-152
- Marlet S., Vallès V., Lafolie F. and Condom N. ; 1998b** - Hydrogeochemical modeling : a suitable approach to predict the effect of irrigation on soil salinity, sodicity and alkalinity. *16th ISSS World Congress, Montpellier 20-26 août 1998* ; Symposium 29, Paper 537, 9p.
- Marre A.; 1987** – Etude géomorphologique du Tell oriental algérien de Collo à la frontière tunisienne. Thèse Doct. d'Etat ; UER de géographie ; Univ. Aix-Marseille II ; 559p. + cartes.
- McNeal B.L. and Coleman N.T. ; 1966** - Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society American Proceedings* ; 30: 308–312.
- M'Hiri A. , Tarhouni J. , Hachicha M. et Lebdi F. ; 1998** - Approche systémique des risques de salinisation par endoréisation anthropique. *Etude et Gestion des Sols* ; 5 (4) : 257-268.
- Mezni M., Albouchi A., Bizid E. et Hamza M. ; **2002- Effet de la salinité des eaux d'irrigation sur la nutrition minérale chez trois variétés de luzerne pérenne ( *Medicago sativa* ). *Agronomie* , 22 : 283-291.**
- Montoroi J.P., Grünberger O. and Nasri S. ; 2002.**-Groundwater geochemistry of a small reservoir catchment in central Tunisia. *Applied Geochemistry* , 17 : 1047–1060.
- Montoroi J.P., Grünberger O. et Nasri S. ; 2004** - Utilisation de l'hydrochimie d'un bassin versant de lac collinaire tunisien pour l'étude de la recharge de la nappe alluviale. *Revue des Sciences de l'Eau* ; 17 (2) : 245-263
- Mtimet A. et Hachicha M. ; 1995** – Hydromorphie et salinisation dans les oasis tunisiennes. *Sécheresse*, 6 (4) : 319-324.
- N'Diaye M.K. et Guindo D. ; 1998** – Evolution des sols irrigués de la vallée du Niger (Mali). *Etude et Gestion des Sols* ; 5 (4) : 269-276.
- Neel C. ; 1996** - Modélisation couplée du transfert et des transformations de l'azote : paramétrisation et évaluation d'un modèle en sol nu. Thèse Doct., Univ. Pierre et Marie Curie, Paris ; 254 p.
- Nicholson R.V., Gillham R.W. and Reardon E.J. ; 1988** - Pyrite oxidation in carbonate buffered solution. 1. Experimental kinetics. *Geochimica and Cosmochimica Acta* ; 52 (52) : 1077–1085.
- Ouardi J. ; 2006** – Dégradation des sols et de la nappe des périmètres irrigués du Tadla marocain par salinisation et sodisation. Thèse Doct., Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc ; 155 p.
- Ould Mohamadou A., Barbéro L., Furian S., Giornei G. et Caruba R. ; 2001** - Origine et répartition des sels dans la vallée du fleuve Sénégal (Sénégal-Mauritanie). *Sécheresse*, 12 (4) : 251-257.
- Paris-Anguela T. ; 2004** – Etude du transfert d'eau et solutés dans un sol à nappe superficielle drainée artificiellement. Thèse Doct., ENGREF Paris ; 210p.
- Petruzzelli D., Helfferich F.G. and Liberti L. ; 1991** - Ion exchange kinetics on reactive polymers and inorganic constituents. In Sparks D.L. and Suarez D. (ed.): Rates of soil chemical processes. SSSA, special publication; p. 95-118.



- Ponnamperuma F.N. ; 1972** - The chemistry of submerged soils. *Advances in Agronomy* ; 24: 29–96.
- Plummer L.N., Parkhurst D.L. and Wigley T.M. ; 1979** - Critical review of the kinetics of calcite dissolution and precipitation. In : Chemical modelling in aqueous systems. Serie 93, American Chemical Society Symposium ; p. 537–573
- Ribolzi O., Vallès V. et Barbiéro L. ; 1993** – Contrôle géochimique des eaux par la formation de calcite en milieu méditerranéen et en milieu tropical. Arguments d'équilibre et argument de bilan. *Science du Sol* ; 31 (1/2) : 77-95.
- Richards L.A. ; 1954** – Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. United States Salinity Laboratory ; Agriculture Handbook N° 60, USDA; 160p.
- Rieu M., Touma J. and Gueyi H.R.; 1991** - Sodium-calcium exchange on Brazilian soils: modeling the variations of selectivity coefficients. *Soil Science Society American Journal*, 55 : 1294-1300.
- Rieu M., Vaz R., Cabrera F. and Moreno F.; 1998** - Modelling the concentration or dilution of saline soil-water systems. *European Journal of Soil Science*, 49 (1) : 53-63.
- Sadani M., Ouazzani N. et Mandi L ; 2004** - Impact de la sécheresse sur l'évolution de la qualité des eaux du lac Mansour Eddahbi (Ouarzazate, Maroc). *Revue des Sciences de l'Eau*, 17 (1) : 69-90.
- Saidi D., Le Bissonnais Y., Duval O., Daoud Y. et Halitim A. ; 2004** - effet du sodium échangeable et de la concentration saline sur les propriétés physiques des sols de la plaine du chelif (algerie). *étude et gestion des sols*, 11 (2) : 137-148.
- Salim S. et Tessier D. ; 1998 – **evolution des propriétés physiques et physico-chimiques de sols sales de la basse vallée de l'euphrate (syrie). étude et gestion des sols** , 5 (4) : 277-288.
- Servant J. ; 1986** - Dynamique des sels à la surface du globe : la salinisation des sols. In AFEID (ed.): Séminaire drainage et salinité, Montpellier ; p. 99–152,
- So H.B. and Aylmore L.G.A. ; 1993** - How do sodic soils behave ? The effects of sodicity on soil physical behaviour. *Australian Journal of Soil Research* ; 31: 7 61–777.
- Sposito G. and Mattigod S.V. ; 1979** - *GEOCHEM* : a computer program for calculating chemical equilibria in soil solutions and other natural water systems. University of California. 210 p.
- Sposito G. ; 1981** – The thermodynamics of soil solutions. Ed. Oxford University Press.
- Stewart P. ; 1969** - Quotient pluviométrique et dégradation biosphérique. *Bull Soc Hist Nat Afrique Nord* ; 59 : 23-36.
- Suarez, D.L. and Wood J.D. ; 1993** - Predicting Ca-Mg exchange selectivity of smectitic soils. *Agronomy Abstracts*. ASA, Madison WI ; .236p.
- Sumner M.E. ; 1993** - Sodic soils : new perspectives. *Australian Journal of Soil Research*; 31: 683–750.
- Tabet D.H., Zimmer D., Strosser P. and Vidal A. ; 1998** – Irrigation management and soil salinity diagnosis. A study case in Pakistan. *16th ISSS World Congress, Montpellier 20-26 août 1998* ; Symposium 29, Paper 1266, 10p.

- Tabet D. H. ; 1999** - Intérêt d'une approche spatiale pour le suivi de la salinité des sols dans les systèmes irrigués. Cas de la subdivision de Chistian dans le Punjab (Pakistan). Thèse de Doct., ENGREF ; 325 p.
- Talla Diagne M. et Cescas M.P. ; 1997** - Les méthodes d'analyses multidimensionnelles pour l'évaluation des sols de Basse-Casamance (Sénégal). *Cahiers Agricultures*, 6 (1) : 45-53
- Tardy Y. et Gac J.Y. ; 1979** - Contrôle de la composition chimique des solutions par la précipitation des minéraux dans les sols. Ébauche d'un modèle thermodynamique pour la formation des argiles. *Bulletin AFES*, 2-3 : 106-123.
- Tessier D., Bruand A., Le Bissonnais Y. et Dambrine E. ; 1996** – Qualité chimique et physique des sols : variabilité spatiale et évolution. . *Etude et Gestion des Sols* ; 3 (4) : 229-244.
- Trolard F. et Bourrié G. ; 1999** – L'influence des oxydes de fer de type « rouille verte » sur les séquences d'oxydo-réduction dans les sols. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 329 : 801-806.
- Tyagi N. ; 1996** - Salinity management in irrigated agriculture. In Pereira L. S. (ed.) : Sustainability of irrigated agriculture, p. 345–358.
- U.S.S.L. ; 1954** - Diagnosis and improvment of saline and alkali soils. U.S.D.A., Handbook N° 60.
- Valet S. ; 1995** - Approche statistique et prédiction du comportement et du fonctionnement hydriques des sols : application aux sols hétérogènes de la vallée du Niger. Thèse Doct. Pédologie ; Université Poitiers ; 197p.
- Vallès V. ; 1985** - Etude et modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation. Thèse Doct. ; INP Toulouse ; 146 p.
- Vallès V. ; 1987** - Modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux - Application aux doses d'irrigation. *Mémoire des Sciences Géologiques* ; 79 : 148 p.
- Vallès V. and Bourgeat F. ; 1988** - Geochemical determination of the gypsum requirement of cultivated sodic soils. I. Development of the thermodynamic model GYPSOL simulating the irrigation water-soil chemical interaction. *Arid Soil Research and Rehabilitation* ; 2 : 165–177.
- Vallès V., Bernadac A. et Tardy Y. ; 1988** – Etude géochimique de solutions riches en anions organiques. Application aux tchernozems. *Cahiers de l'ORSTOM, Série Pédologie*, 24 (3) : 263–274
- Vallès V., Bertrand R., Bourgeat F. et N'Diaye M.K. ; 1989**- Leconcept d'alcalinité résiduelle généraliséeet l'irrigation des sols sodiques - Application aux solsdu Kouroumari (Mali) et de la vallée de l'oued Medjerdah(Tunisie). *L'Agronomie Tropicale*, 44 (3) : 157-163.
- Vallès V., Gholami M. et Lambert R. ; 1990** - Chimie des eaux et alimentation du bassin versant du Djajerud (Iran). *Hydrol. Continent.*, 5 (1) : 61-69.
- Vallès V. et de Cockborne A.M. ; 1992** – Élaboration d'un logiciel de géochimie appliquée à l'étude de la qualité des eaux. Colloque « Altération et restauration de la qualité des eaux continentales ». Port Leucate, 1<sup>e</sup> et 2 oct. 1992 : 27-30.



- Vallès V., Pachepsky I. et Bourrié G. ; 1995** - Caractéristiques agronomiques des sols salés méditerranéens. Représentativité par rapport aux sols salsodiques mondiaux. In J. Drevon (ed.) : Facteurs limitant la fixation symbiotique de l'azote dans le bassin méditerranéen. INRA Edition, Paris, Les colloques, 77.
- Vallès V., Rezagui M., Auque L., Semadi A., Roger L. and Zougari H.; 1997** - Geochemistry of saline soils in two arid zones of the Mediterranean basin. I. Geochemistry of the Chott Melghir-Mehrouane watershed in Algeria. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 11 : 71-84.
- Vallès V. ; 2005** – Support de cours d'hydrochimie. Laboratoire d'hydrogéologie ; Site enseignement terre et eau ; Univ. Avignon ([www.terre-et-eau.univ.avignon.fr](http://www.terre-et-eau.univ.avignon.fr)).
- Van Beek C. and Van Breemen N. ; 1973** - The alkalinity of alkali soils. *Journal of Soil Science* ; 24 (1) : 129–136.
- Walter C. ; 2002** – Analyse spatiale des sols en vue de leur gestion précise et de leur surveillance. Diplôme HDR, Univ. Nancy ; 96p.
- Wang J.J., Harrel D.L. and Bell P.F.; 2004** - Potassium buffering characteristics of three soils low in exchangeable potassium. *Soil Science Society American Journal* , 68 : 654-661.
- White W.M. ; 1999** – Geochemistry. Mc Graw-Hill, New York. 700p.
- Warfvinge P. and Sverdrup H. ; 1989** - Modeling limestone dissolution in soils. *Soil Science Society American Journal* ; 53: 44–55.
- Wolery T. K., Bourcier W.L., Burton C., Viani B., Knauss K.G. and Delany J.M. ; 1990** - Current status of the eq 3/6 software package for geochemical modeling. In Melchior D. C. and Bassett R. L. (ed.): Chemical Modeling of aqueous systems. *Assoc. Chem. Soc. Symp.*, Serie 416 ; p. 104–116.
- Zougari H. ; 1996** - Modélisation des interactions ioniques dans les solutions concentrées d'électrolytes à partir de l'étude expérimentale de la solubilité des sulfates de sodium et de magnésium. Application aux saumures et aux sols salés en zone aride. Thèse Doct., ENSA Rennes ; 189p.
- Zougari H. and Bourrié G. ; 1998** - A quasi-lattice model for activity coefficients in concentrated strong electrolyte solutions. *16th ISSS World Congress, Montpellier 20-26 août 1998* ; Symposium 29, Paper 997, 8p.

**Sites internet consultés :**

<http://www.terre-et-eau.univ-avignon.fr/index.htm>

<http://www.nancy.inra.fr/acidification/index.html>

<http://www.iav.ac.ma/agro/dss/chimiesol/index.htm>

<http://www.agro.ucl.ac.be>

[http://www.inra.fr/les\\_recherches](http://www.inra.fr/les_recherches)

[http://www.ec.gc.ca/soer-ree/Francais/Indicators/Issues/Agriculture/Tech\\_Sup/agsup2\\_f.cfm](http://www.ec.gc.ca/soer-ree/Francais/Indicators/Issues/Agriculture/Tech_Sup/agsup2_f.cfm)

[http://www.fao.org/index\\_fr.htm](http://www.fao.org/index_fr.htm)

<http://www.google.earth>

<http://www.agrocampus-rennes.fr>

<http://www.u-picardie.fr>

<http://www.univ-ubs.fr/ecologie/mineralisation.html>

# ANNEXES

## Annexes 1 : Sols

### Annexe 1.1– Bilan de salure des sols du lac Fetzara (06/11/1988 au 12/12/1988).

N ° Sondages	Couches (cm) à 25°C	CEC mS/ pH	Composition ionique de la solution du sol (még / l)									Résidu Sec (gr./l)					
			Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>							
S1	0-25 25-50	0.22 0.17	707.144	0.400	0.952	0.026	0.888	0.755	1.436	1.702	0.2	0.3.84	04.19	0.005	0.63		
S2	0-25 25-50	0.25 10.6	752.831	3.502	2.510	0.261	1.151	2.845	2.813	1.130	0.8	0.1.60	04.45	0.005	14.06		
S3	0-25 25-50	0.05 10.4	753.281	5.502	2.757	0.117	0.633	2.754	1.930	1.060	0.24	0.0.64	05.39	0.022	10.60		
S4	0-25 25-50	0.66 14.8	758.415	9.006	2.780	0.109	0.292	3.548	4.702	3.300	0.3	0.9.0	05.39	0.022	10.60		
S5	0-25 25-50	0.55 4.4	758.448	5.902	2.952	0.128	0.292	1.137	1.733	1.920	0.8	0.4	0.3.68	02.68	0.05	0.60	
S6	0-25 25-50	2.08 7.0	689.403	9.507	1.19	0.055	0.552	1.168	1.608	1.000	0.5	0.3	0.05.42	20.38	0.17	0.82	
S7	0-25 25-50	3.07 2.3	637.496	6.001	0.164	0.037	0.792	2.660	3.507	1.80	0.7	0.2	0.1.76	11.73	0.29	0.01	
S8	0-25 25-50	0.92 8.1	756.308	4.502	2.621	0.284	0.478	2.583	3.359	1.046	0.6	0.0.32	21.31	0.17	0.87		
S9	0-25 25-50	0.75 7.4	747.160	5.606	0.647	0.197	0.638	2.227	2.757	2.656	0.8	0.4	0.0.48	14.55	0.20	0.08	
S10	0-25 25-50	0.59 9.3	734.362	4.601	1.473	0.051	0.120	2.538	3.424	1.502	0.7	0.2	0.0.40	14.55	0.25	0.77	
S11	0-25 25-50	0.92 10.6	744.094	5.906	0.878	0.238	0.130	2.858	3.102	1.807	0.0	0.0.40	13.86	0.35	0.93		
S12	0-25 25-50	0.66 11.5	619.124	3.200	0.016	0.062	0.236	0.623	0.955	1.319	0.0	0.7	0.2.32	02.54	0.60	0.29	
S13	0-25 25-50	2.78 9.0	658.946	5.808	0.552	0.633	0.054	6.740	6.340	7.657	0.4	0.0.40	27.82	0.13	0.38	12.28	
S14	0-25 25-50	0.62 5.5	612.6.11	8.005	0.550	0.675	0.550	5.608	6.661	5.208	0.3	0.7	0.3.70	31.24	0.16	0.76	11.73
S15	0-25 25-50	0.07 2.2	759.729	5.407	0.736	0.254	0.426	0.897	1.008	1.109	0.9	0.3	0.3.84	02.39	0.07	0.07	0.66
S16	0-25 25-50	0.90 5.9	746.080	6.103	0.789	0.143	0.367	1.007	1.074	1.968	0.9	- 0.3.76	-	15.300	0.66	0.6.14	
S17	0-25 25-50	3.90 11.6	784.969	1.330	1.149	0.067	0.342	1.648	1.849	4.957	0.0	0.2	0.2.24	40.57	0.33	0.74	12.36
S18	0-25 25-50	0.21 9.5	745.559	5.104	0.68	0.274	0.473	2.749	3.555	2.777	0.3	0.4	0.0.24	29.10	0.19	0.17	24.04
S19	0-25 25-50	0.75 9.6	609.596	2.504	0.404	0.091	0.132	1.094	1.486	1.249	0.3	0.1	0.6.62	00.80	0.90	0.390	
S20	0-25 25-50	0.75 9.0	756.800	4.302	0.336	0.280	0.054	2.734	3.432	2.739	0.7	0.4	0.0.32	38.60	0.13	0.69	11.18
S21	0-25 25-50	1.19 1.2	654.724	5.902	0.471	0.057	0.724	1.159	0.925	1.855	0.0	0.8	0.2.40	00.26	0.26	0.43	08.16
S22	0-25 25-50	0.86 5.2	619.799	5.006	0.388	0.678	0.852	3.616	3.658	4.908	0.0	0.1	0.52	45.89	0.19	0.84	08.48
S23	0-25 25-50	0.82 2.1	752.739	5.700	0.873	0.232	0.201	1.116	1.609	0.709	0.8	0.4	0.1.32	15.80	0.20	0.40	-
S24	0-25 25-50	1.14 6.8	712.508	0.706	0.68	0.010	0.084	0.888	0.805	1.383	0.0	0.7	0.2.66	07.35	0.80	0.510	
S25	0-25 25-50	- 7.55	703.144	0.706	0.422	0.080	0.020	0.818	0.895	0.887	0.0	0.7	0.3.96	05.09	0.7.11		
S26	0-25 25-50	0.51 6.0	708.068	2.706	0.613	0.003	0.388	1.120	0.645	1.247	0.0	0.4	0.3.86	10.30	1.50	0.526	
S27	0-25 25-50	0.14 1.0	703.096	0.706	0.208	0.080	0.066	0.802	0.245	0.916	0.0	0.8	0.2.89	02.11	0.30	0.111	
S28	0-25 25-50	0.86 11.0	755.757	5.701	0.73	-10.03	2.003	1.436	1.965	4.909	0.8	0.3.84	08.38	0.32	0.717	34.73	

### Annexe 1.2 – Faciès chimique des sols du lac Fetzara (06/11/1988 au 12/12/1988).

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° Sondages	Couches (m)	Bilan ionique ( méq./ l )		Nature faciès chimique des sols			
		+	-	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Type faciès	
S1	0-25 25-50	23.86	27.96	1.24	0.28	3.10 4.9	Cl-Ca Cl-Ca
S2	0-25 25-50	7.29	9.22	1.3	1.4	18.78 28.00	Na Cl-Na
S3	0-25 25-50	8.65	10.36	1.1	2.9	13.65 4.53	Na Cl-Na
S4	0-25 25-50	13.05	17.03	1.6	2.9	18.73 4.06	Na Cl-Na
S5	0-25 25-50	9.73	8.89	1.2	0.3	27.31 14.4	Na Cl-Ca
S6	0-25 25-50	11.99	12.43	1.2	2.8	7.90 9.0	Cl-Na Cl-Na
S7	0-25 25-50	2.97	2.75	1.1	1.6	4.26 2.9	Cl-Na Cl-Na
S8	0-25 25-50	10.56	16.85	1.5	2.1	4.43 3.5	Cl-Na Cl-Na
S9	0-25 25-50	8.02	8.5	1.0	2.6	4.59 4.1	Cl-Na Cl-Na
S10	0-25 25-50	5.00	7.33	1.0	2.6	3.47 2.8	Cl-Na Cl-Na
S11	0-25 25-50	5.64	7.85	1.0	2.4	5.77 1.9	Cl-Na Cl-Na
S12	0-25 25-50	8.71	9.13	1.0	2.9	7.20 7.0	Cl-Na Cl-Na
S13	0-25 25-50	9.54	10.62	1.0	2.6	7.89 14.0	Cl-Ca Cl-Ca
S14	0-25 25-50	5.42	6.13	1.0	2.7	6.66 11.6	Cl-Na Cl-Na
S15	0-25 25-50	21.59	18.85	1.2	4.6	4.35 7.0	Cl-Na Cl-Na
S16	0-25 25-50	3.60	6.86	2.25	3.08	4.30	-Na Cl-Na
S17	0-25 25-50	35.89	19.57	1.9	2.9	2.36 3.5	Cl-Na Cl-Na
S18	0-25 25-50	9.15	10.69	1.1	3.8	2.65 3.4	Cl-Na Cl-Na
S19	0-25 25-50	7.88	8.00	1.0	1.8	20.00 3.0	Cl-Ca Cl-Na
S20	0-25 25-50	10.72	10.12	1.0	3.8	4.05 6.6	Cl-Na Cl-Na
S21	0-25 25-50	5.84	8.06	1.0	3.3	3.27 3.4	Cl-Na Cl-Na
S22	0-25 25-50	30.37	13.95	1.2	5.1	1.96 5.6	Cl-Ca Cl-Na
S23	0-25 25-50	1.92	7.74	1.0	7.2	3.85 5.1	Cl-Na Cl-Na
S24	0-25 25-50	2.15	8.33	1.2	0.5	2.45 2.7	Cl-Na Cl-Ca
S25	0-25 25-50	8.37	2.13	1.0	0.8	3.53 1.5	Cl-Ca Cl-Ca
S26	0-25 25-50	0.24	2.72	1.0	2.1	1.36 1.9	Cl-Ca Cl-Na

N ° Sondages	Couches (cm)	CEC mS/ cm à 25°C	pH	Composition ionique de la solution du sol (még / l)								Résidu Sec (gr./ l)								
				Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>									
S1	0-25 25-50	3.01	1.98	7.05	7140	1016	1708	748	0197	27	1680	43	2566	2302	340	00.80	70.02	4062	01.82	
S2	0-25 25-50	5.85	3.84	4.45	6405	204	5450	3828	4017	55	2923	72	29.94	00	--	36.46	8563	00.50		
S3	0-25 25-50	1.91	1.07	4.45	7145	49	1400	640	2018	82	2751	100	2662	60	2940	02.40	41.08	3907	03.43	
S4	0-25 25-50	1.77	2.57	5.55	7180	16	2705	235	2018	06	1215	33	2280	63	2603	320	01.33	22.08	2914	00.68
S5	0-25 25-50	1.80	4.67	3.50	5180	72	5004	64	0080	24	2433	43	2539	33	4909	920	00.80	33.55	4558	01.08
S6	0-25 25-50	1.34	4.17	5.50	7126	64	7635	28	0518	84	3826	84	5289	09	1049	690	01.60	38.69	1281	30.88
S7	0-25 25-50	1.67	1.48	3.30	7120	31	1802	200	2060	03	1126	56	0398	79	0606	680	00.80	34.41	3011	06.78
S8	0-25 25-50	3.65	5.18	2.25	8300	37	8800	872	0200	04	3266	87	4360	66	1032	340	00.80	33.72	6210	08.10
S9	0-25 25-50	5.29	4.90	7.00	7945	38	6100	096	0477	36	4082	12	5116	79	1026	460	01.60	44.85	1212	01.13
S10	0-25 25-50	1.11	4.96	6.56	7975	99	1431	506	0393	20	4329	52	5256	23	1800	330	--	20.03	5204	12.22
S11	0-25 25-50	1.33	5.46	7.60	7905	67	7009	456	0274	65	2843	68	4823	23	1011	69	01.60	65.39	2931	12.46
S12	0-25 25-50	3.96	3.97	7.50	6628	32	1200	464	0351	26	5977	28	8940	89	2160	640	--	47.08	5065	20.50
S13	0-25 25-50	5.02	4.97	9.95	8705	18	6806	072	0624	00	2379	50	2624	36	7006	00	02.40	89.36	3620	09.52
S14	0-25 25-50	1.30	4.57	3.35	7975	90	9006	648	0352	08	3302	39	2026	29	1016	66	03.20	29.44	1978	12.16
S15	0-25 25-50	1.90	4.75	5.40	7122	54	1001	726	0624	84	4550	92	4289	09	1063	63	02.40	74.64	7013	11.88
S16	0-25 25-50	1.05	4.14	3.35	6190	68	7605	86	0708	86	2372	88	3250	66	1236	33	01.62	51.18	0623	08.70
S17	0-25 25-50	1.22	4.48	7.70	4960	47	5806	002	0202	88	1544	01	3336	26	6913	360	01.60	12.49	3041	08.16
S18	0-25 25-50	3.27	3.62	7.55	7156	71	1000	92	0117	20	2095	00	2226	33	8626	60	01.60	33.72	4630	13.14
S19	0-25 25-50	2.41	2.32	7.10	7375	14	4002	020	0160	48	1124	81	0289	88	2606	680	00.80	37.83	2885	00.90
S20	0-25 25-50	1.18	3.62	7.30	7100	88	8915	66	0395	20	4471	36	3043	33	1019	63	01.60	33.89	4485	10.48

**Suite Annexe 1.3 – Bilan de salure des sols du lac Fetzara (02/10/1999 au 10/11/1999).**

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N ° Sondages	Couches (cm)	CEC cm à 25°C	Ca <sup>++</sup> mS/ pH	Composition ionique de la solution du sol (méq / l)									Résidu Sec (l)
				Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>++</sup>	Ca <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>		
S21	0-25	25-50	4.58 1.17 5.50	8160.50	961.56	0317.73	3388.59	25206.20	1022.40	02.20	38.00	404.72	00.61
S22	0-25	25-50	3.70 4.47 4.40	8110.90	106.23	0450.96	2435.69	08125.20	126.60	01.67	38.86	103.12	04.11
S23	0-25	25-50	5.05 2.17 6.65	8765.13	4305.02	0180.35	1007.04	14821.04	008.00	01.40	20.20	306.80	04.00
S24	0-25	25-50	3.88 4.87 0.90	7169.72	129.95	060.43	3849.89	27259.60	162.60	01.40	18.31	334.24	05.11
S25	0-25	25-50	3.88 3.87 0.80	8140.23	901.42	061.76	1540.31	07222.00	932.60	02.20	28.31	203.24	02.91
S26	0-25	25-50	3.26 5.47 3.35	8620.54	8500.76	0290.35	2940.22	18163.60	106.80	02.20	29.16	202.23	01.91
S27	0-25	25-50	5.50 0.42 5.50	7085.69	1109.51	006.33	0607.25	0719.72	1302.00	03.40	09.75	100.52	00.31
S28	0-25	25-50	4.33 5.27 3.30	7950.11	9208.01	024.53	3035.00	16193.20	142.40	02.20	23.11	004.42	05.21
S29	0-25	25-50	5.53 5.57 7.70	7540.89	1351.30	010.83	3710.68	2257.80	187.60	02.20	19.81	332.42	04.11
S30	0-25	25-50	3.25 5.87 0.80	8635.84	7507.06	021.16	2320.54	1578.00	7200.00	01.40	30.30	302.81	06.71
S31	0-25	25-50	4.23 5.28 1.15	7180.59	1317.00	042.92	2731.11	34263.60	181.60	01.40	19.34	233.96	05.21
S32	0-25	25-50	4.23 4.67 0.05	7187.55	462.63	021.12	3348.80	43220.20	182.40	00.60	17.46	305.32	04.21
S33	0-25	25-50	5.18 4.97 0.25	7156.20	1511.57	046.63	3827.14	24240.60	199.60	02.20	24.56	103.12	04.71
S34	0-25	25-50	5.53 4.79 3.30	7195.48	1218.67	021.13	3418.58	60163.90	198.40	02.20	17.42	203.22	02.21
S35	0-25	25-50	4.58 4.09 4.45	7180.45	421.74	035.97	1267.40	10295.00	392.90	01.40	37.61	204.21	03.91
S36	0-25	25-50	4.58 4.52 0.90	7960.65	1107.12	029.92	1227.25	08162.80	132.40	02.20	20.15	204.62	04.71
S37	0-25	25-50	3.70 5.28 0.60	7126.70	1916.95	032.10	3258.10	36169.60	237.20	01.40	27.56	302.72	04.91
S38	0-25	25-50	4.85 4.52 0.55	7196.60	1510.88	033.78	2510.27	27300.30	157.80	02.20	33.38	334.48	04.21
S39	0-25	25-50	4.27 4.15 0.80	7190.80	3808.13	045.13	1052.25	3819.52	540.00	02.20	07.87	200.39	03.71
S40	0-25	25-50	4.20 0.78 0.00	7125.61	1209.49	022.41	0806.24	0820.50	1420.40	03.00	11.85	100.27	01.01

**Annexe 1.4 – Faciès chimique des sols du lac Fetzara (02/10/1999 au 10/11/1999).**

N° Sondages	Couches (m)	Cation ionique (még./l)		Nature faciès chimique des sols		
		+	-	Na <sup>+</sup> /Ca <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup> /SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Type faciès
S1	0-25 25-50	94.74	60.82	0.37	0.69	0.23 0.58 SO <sub>4</sub> - Ca SO <sub>4</sub> - Ca
S2	0-25 25-50	101.85	110.88	11.53	1.45	1.98 0.37 Cl- Na SO <sub>4</sub> - Na
S3	0-25 25-50	61.41	56.91	4.52	0.62	0.40 0.25 SO <sub>4</sub> - Ca SO <sub>4</sub> - Ca
S4	0-25 25-50	60.00	59.76	5.70	1.14	1.28 0.80 Cl- Ca SO <sub>4</sub> - Na
S5	0-25 25-50	11.03	10.70	9.61	2.10	0.10 1.10 SO <sub>4</sub> - Na Cl- Na
S6	0-25 25-50	237.87	158.62	16.92	4.48	4.91 12.34 Cl- Na Cl- Na
S7	0-25 25-50	53.90	45.42	3.80	3.19	0.29 0.25 SO <sub>4</sub> - Ca SO <sub>4</sub> - Na
S8	0-25 25-50	78.00	77.28	6.13	2.20	1.08 1.66 Cl- Na Cl- Na
S9	0-25 25-50	221.52	157.12	14.25	1.18	3.79 12.00 Cl- Na Cl- Na
S10	0-25 25-50	72.35	27.83	2.85	2.87	12.89 3.36 Cl- Na Cl- Na
S11	0-25 25-50	84.13	149.12	14.69	1.46	1.88 3.80 Cl- Na Cl- Na
S12	0-25 25-50	47.40	27.23	2.69	1.36	2.01 4.20 Cl- Na Cl- Na
S13	0-25 25-50	14.30	16.32	1.24	0.92	1.35 2.32 Cl- Ca Cl- Na
S14	0-25 25-50	57.85	146.58	13.92	1.39	4.41 5.87 Cl- Na Cl- Na
S15	0-25 25-50	26.82	23.63	2.36	0.32	2.54 2.32 Cl- Na Cl- Na
S16	0-25 25-50	10.78	13.74	1.20	2.24	5.01 19.48 Cl- Na Cl- Na
S17	0-25 25-50	54.88	108.30	12.04	0.76	10.94 2.30 Cl- Na Cl-





N° Sondages	Couches (m)	Conductivité ionique (méq/l)		Nature faciès chimique des sols			
		+	-	Na <sup>+</sup> /Ca <sup>+</sup> +	Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Type faciès	
S21	0-25 25-50	239.31	1245.70	16.41	2.85	2.33 2.96	Cl- Na Cl- Na
S22	0-25 25-50	196.98	1291.66	13.47	2.87	4.14 7.36	Cl- Na Cl- Na
S23	0-25 25-50	103.60	690.11	7.60	3.08	4.36 1.32	Cl- Na Cl- Na
S24	0-25 25-50	272.28	1279.81	10.73	4.74	14.17 4.73	Cl- Na Cl- Na
S25	0-25 25-50	245.32	1252.31	12.90	4.22	27.84 4.62	Cl- Na Cl- Na
S26	0-25 25-50	139.42	1347.56	11.33	4.57	4.03 5.25	Cl- Na Cl- Na
S27	0-25 25-50	23.24	262.71	1.25	1.50	1.35 1.25	Cl- Na Cl- Na
S28	0-25 25-50	54.21	1468.51	12.60	2.48	5.76 41.40	Cl- Na Cl- Na
S29	0-25 25-50	276.38	2279.41	22.56	2.80	13.02 5.43	Cl- Ca Cl- Na
S30	0-25 25-50	106.84	1100.20	10.82	4.82	2.57 2.33	Cl- Na Cl- Na
S31	0-25 25-50	278.36	1282.24	20.67	6.95	13.52 7.56	Cl- Na Cl- Na
S32	0-25 25-50	245.29	1260.66	21.98	2.06	12.61 4.85	Cl- Na Cl- Na
S33	0-25 25-50	231.36	2159.76	21.75	2.20	8.69 11.63	Cl- Na Cl- Na
S34	0-25 25-50	147.16	2241.52	22.58	2.12	7.68 7.27	Cl- Na Cl- Na
S35	0-25 25-50	272.15	687.60	6.70	3.91	6.24 1.72	Cl- Na Cl- Na
S36	0-25 25-50	139.57	1485.45	13.26	3.52	25.60 4.87	Cl- Na Cl- Na
S37	0-25 25-50	214.96	2670.96	27.61	7.34	6.88 6.83	Cl- Na Cl- Na
S38	0-25 25-50	237.16	2326.68	19.84	5.56	9.02 4.10	Cl- Na Cl- Na

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	K+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc	pH
S1.1	0,00141984	0,00414744	0,00729538	0,00106488	0,0138566	0,00223304	0,00396512	7,7
S1.2	0,00157056	0,00382357	0,0068525	0,00351974	0,01832046	0,001864	0,00409015	7,71
S2.1	0,00204279	0,05283054	0,00718382	0,01269937	0,08587735	0,00228561	0,00419114	7,33
S2.2	0,00424482	0,03677143	0,01233045	0,01462163	0,09302474	0,00016612	0,00156344	7,28
S3.1	0,00248896	0,05211318	0,00737971	0,00824649	0,07592088	0,00277998	0,0043737	7,69
S3.2	0,00168521	0,05745211	0,00985277	0,01417951	0,08733823	0,00962266	0,00061832	7,32
S4.1	0,00079026	0,05744193	0,01693129	0,00978933	0,10222983	0,00272782	0,00398798	7,5
S4.2	0,00029557	0,09241016	0,02406823	0,01825373	0,13927469	0,0171249	0,00382515	7,04
S5.1	0,00143476	0,05520033	0,008264	0,00576734	0,0773052	0,00141515	0,00456227	8,17
S5.2	0,00189773	0,05953241	0,00699348	0,00692821	0,08007129	0,00276863	0,00366495	7,84
S6.1	0,00020025	0,08434672	0,00856325	0,00817856	0,09460612	0,00964036	0,00414375	6,72
S6.2	0,00050903	0,09369142	0,00797811	0,00724393	0,10721451	0,00594785	0,00553431	6,94
S7.1	0,00064243	0,03208135	0,00825623	0,00698643	0,04981016	0,00584273	0,00171347	6,78
S7.2	0,00075448	0,05889826	0,01752936	0,01276733	0,08875381	0,01484841	0,00179548	6,74
S8.1	0,00329191	0,05135788	0,01465976	0,01470591	0,09199122	0,01038312	0,00062367	7,74
S8.2	0,00257956	0,04726764	0,00032897	0,01322157	0,05963206	0,00850521	0,00030581	7,63
S9.1	0,00144874	0,04395489	0,01097394	0,00969767	0,06776622	0,00738023	0,00422017	7,81
S9.2	0,00177095	0,05800122	0,01103518	0,01164426	0,08435479	0,01015382	0,00046864	7,71
S10.1	0,00169313	0,0338822	0,01147023	0,00744293	0,05167836	0,00743004	0,00686321	7,36
S10.2	0,00323473	0,04814526	0,00901028	0,01347107	0,07116656	0,01239676	0,00038262	7,53
S11.1	0,00685779	0,04545559	0,00764673	0,01456521	0,07908217	0,00685049	0,00395411	7,68
S11.2	0,00316073	0,06033928	0,00549049	0,01468208	0,06862877	0,0174121	0,00039216	7,4
S12.1	0,00015919	0,01914259	0,00644222	0,0031639	0,03115695	0,00127643	0,0048042	6,84
S12.2	0,00026513	0,03436077	0,00577982	0,00337245	0,04509515	0,00282784	0,0021796	6,91
S13.1	0,00151246	0,05518496	0,03707522	0,03136369	0,16521529	0,01397898	0,00040198	7,09
S13.2	0,0030345	0,05855084	0,03765759	0,03137967	0,18614147	0,00655817	0,00040203	6,89
S14.1	0,00048901	0,12333908	0,03438256	0,0281183	0,21265199	0,01596321	0,0042514	7,09
S14.2	0,00053506	0,09012727	0,02630556	0,02925355	0,1825541	0,00781681	0,00359282	6,71

**Annexe 1.6 - Activités des espèces ioniques (Sols - Campagne 1999).**

N°	K+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc	pH
S1.1	0,00046522	0,01566242	0,02831544	0,00953217	0,01717298	0,03608799	0,0024739	7,05
S1.2	0,00074375	0,0184594	0,01323251	0,00828452	0,02256051	0,01945155	0,00077361	7,4
S2.1	0,00155552	0,04168804	0,01117385	0,02001441	0,069643	0,0175552	0,00086669	4,45
S2.2	0,00224409	0,04261761	0,01471179	0,02040717	0,02993528	0,04058582	0,0039927	6,05
S3.1	0,00039582	0,0143386	0,0123694	0,01064758	0,01683407	0,02075461	0,00242508	7,45
S3.2	0,00093864	0,01531694	0,01237835	0,0038079	0,00932427	0,01853188	0,00224007	7,65
S4.1	0,00127407	0,01525108	0,01006515	0,00998493	0,02992342	0,01166095	0,00337998	7,55
S4.2	0,00074234	0,02553656	0,01116296	0,00630527	0,02822768	0,01578091	0,00142586	7,3
S5.1	0,0006325	0,01850074	0,00663635	0,00407174	0,003369	0,01697148	0,00323748	7,5
S5.2	0,0009934	0,05201965	0,01238404	0,01161033	0,05223005	0,02396794	0,00083585	5
S6.1	0,00322682	0,11868409	0,03089584	0,02515544	0,19307026	0,01965864	0,00162594	7,5
S6.2	0,00086713	0,07546013	0,02586613	0,01903747	0,15218339	0,00616384	0,0016234	7,25
S7.1	0,00182442	0,01396593	0,0075531	0,00913578	0,01086702	0,01871543	0,00087023	7,3
S7.2	0,00158909	0,01859239	0,00291499	0,00643086	0,0067054	0,01568117	0,00080545	7,2
S8.1	0,00069507	0,02931859	0,01296988	0,00967311	0,03792917	0,01744369	0,00248309	8,25
S8.2	0,00393255	0,08669312	0,01966276	0,01951038	0,10507234	0,03154306	0,00081349	8,1
S9.1	0,00095064	0,09395447	0,03867898	0,02354803	0,17164821	0,02264375	0,00242341	7
S9.2	0,00172771	0,06017536	0,02545918	0,01973614	0,13916723	0,00574857	0,00162935	7,05
S10.1	0,00129979	0,12130135	0,02080283	0,02457222	0,19686691	0,00763248	0,00121937	6,56
S10.2	0,00230646	0,14466109	0,02516234	0,0213348	0,18439956	0,0273788	0,00080467	7,45
S11.1	0,00055542	0,08992816	0,02711631	0,02358048	0,12433906	0,0329625	0,00161309	7,6
S11.2	0,00234679	0,06878064	0,02352662	0,01383631	0,1144727	0,01487256	0,00163547	7,15
S12.1	0,00063024	0,06284634	0,0232301	0,01760722	0,09643921	0,02389914	0,00091373	7,5
S12.2	0,00111625	0,12106355	0,044381	0,02976009	0,21738496	0,02533449	0,00240803	6,25
S13.1	0,00071411	0,07258095	0,0384328	0,03119255	0,12164771	0,04504575	0,00080655	7,95
S13.2	0,00039264	0,06724037	0,01149958	0,01176461	0,07806968	0,01682378	0,00244413	8,05
S14.1	0,00048479	0,09281646	0,01534653	0,01771492	0,12869369	0,01457321	0,00158404	7,35
S14.2	0,00117944	0,08900867	0,01013339	0,0158242	0,11865843	0,01009502	0,00325482	7,75
S15.1	0,00072464	0,12332983	0,03820467	0,0320251	0,18876542	0,03707945	0,00158969	5,4
S15.2	0,00250536	0,14270464	0,02146732	0,02276546	0,16165966	0,03482022	0,00237546	7,55
S16.1	0,00095796	0,16133591	0,03850787	0,03540449	0,25720623	0,02564446	0,00162345	7,35
S16.2	0,00474447	0,07443381	0,01655705	0,01131674	0,12675507	0,0032529	0,00166499	6,9
S17.1	1,973 <sup>E</sup> <sub>-05</sub>	0,08924747	0,02185562	0,00990433	0,1385067	0,00632939	0,00162162	7,7
S17.2	0,00123574	0,05647698	0,01598733	0,00743372	0,07172754	0,01558597	0,00165533	4,5
S18.1	0,00315172	0,11688656	0,00984914	0,00904606	0,12207596	0,01668856	0,0023756	7,55
S18.2	0,00115312	0,09697764	0,01086338	0,00984959	0,0900453	0,02392445	0,0016625	7,5
S19.1	0,00114865	0,03542623	0,00613091	0,00788738	0,02432836	0,01972443	0,00083423	7,1
S19.2	0,00097311	0,03761447	0,00467374	0,00583866	0,02837468	0,01519312	0,00085145	7,15
S20.1	0,00165912	0,09962645	0,02052178	0,01935645	0,14511104	0,01715556	0,00161988	7,3
S20.2	0,00049146	0,08803022	0,01642949	0,02344262	0,12136828	0,02263514	0,00162733	7,7

### Annexe 1.7 - Calculs du logarithme des activités des espèces (Sols - Campagne 1988).

## Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)

N°	log(DFC)	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>==</sup>	Alc	H <sup>+</sup>
S1.1	0.614155363	2.94775949	-2.3022201	2.11695203	2.97269021	1.05334331	2.05110263	2.40174372	-7.7
S1.2	0.735434876	2.90394567	2.41753144	2.36415077	2.45348977	1.73706369	2.72954489	2.38260952	7.73
S2.1	1.406377314	2.68977547	1.27711495	2.14394427	1.89621709	1.06612136	2.44099762	2.37766747	7.33
S2.2	1.441097857	2.37214024	1.43448944	1.90902112	1.83500418	1.03140153	3.77958394	2.05918488	7.28
S3.1	1.352859875	2.60390233	1.28305246	2.13196048	-2.0837308	-1.1186388	2.55596784	2.35915075	7.69
S3.2	1.413703070	2.77334684	1.24069405	2.06644155	1.84833864	1.05879559	2.01670468	3.20870405	7.32
S4.1	1.48207632	3.10221069	1.24077095	1.77130886	2.00924702	0.99042335	2.56418495	-2.3992475	-7.5
S4.2	1.616370806	3.52934597	1.03428025	1.61855892	1.73064020	0.85612778	1.76637189	2.41735152	7.04
S5.1	1.360707357	2.94322211	1.25105833	2.08280954	2.23902448	1.11179131	-2.8491976	2.34081865	8.17
S5.2	1.37597547	2.72176021	1.22524656	2.15530689	2.35937892	-1.0365212	2.55773445	2.43593143	7.04
S6.1	1.448417923	3.69843102	1.07393181	2.06736126	-2.0873229	1.02408075	2.01590656	2.38206664	6.72
S6.2	1.502752295	3.29325417	1.02830019	-2.0809899	2.34002579	0.96974642	2.22561978	1.25493643	6.94
S7.1	1.168816577	-	-	-	-	-	-	-	-
S7.2	3.15217419	1.49374739	2.08221826	2.15574492	1.80268209	2.2938040	2.76111968	6.78	
S8.1	1.420685693	3.12236357	1.22939756	1.75623395	1.89389868	1.05181298	1.82832002	2.74581956	6.74
S8.2	1.436245054	2.48255222	1.28339293	1.83387309	-1.3225081	1.03425362	1.98347216	3.20504564	7.74
S9.1	1.247970499	2.58846366	1.32543006	3.48284006	1.87071691	1.22452017	2.07031475	1.51485470	7.63
S9.2	1.303513926	2.83921033	1.35698281	1.95963744	2.01333257	1.16396474	2.13193021	2.37446988	7.01
S9.3	1.398608401	2.75179331	1.21656284	1.95722068	-1.933888	1.07389027	1.99337067	3.32916277	7.71
S10.1	1.185807353	2.77130935	1.47002839	1.94042784	2.12825624	1.28689132	2.12900884	2.16347256	7.36
S10.2	1.324774631	-2.4901624	-1.3174465	2.04526375	1.87059795	1.14772404	1.90609397	3.41723680	7.53
S11.1	1.370577251	2.16381607	1.34241269	2.11652397	1.83688327	1.10192142	2.16427817	2.40285141	7.68
S11.2	1.389004699	2.50021318	1.21939993	2.26038916	1.83321238	1.16349377	1.75914385	1.40453182	-7.4
S12.1	0.966053633	3.79800442	1.71799933	2.19896463	2.49977728	1.50644504	2.89400301	2.18187883	6.64
S12.2	1.126628534	3.57654209	1.46393709	-2.2880856	2.47205498	1.34870914	2.54954488	2.66162339	6.91
S13.1	1.680848909	2.82031852	1.25817824	1.43093626	-1.5035729	0.78194976	1.85452444	3.39579158	7.09
S13.2	1.742341802	2.51791353	1.23246691	1.42414749	1.50335168	0.73815687	2.18321733	3.38573786	6.89
S14.1	1.800168127	3.31067883	0.90889931	1.46366174	1.55101099	0.67233054	1.79687885	2.37146755	7.09
S14.2	1.733390255	3.27159497	1.04514379	1.57995252	1.53382345	0.73840941	2.10697038	2.44454654	6.71

## Annexe 1.8 - Calculs du logarithme des activités des espèces (Sols - Campagne 1999).

SP	Hg20FO	K+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Al	Si
S3.3	0.707344281	1.11234112	-1.1051412	1.5479761	2.02008015	1.76515419	1.44243727	2.40541114	7.05
S3.2	0.82594756	1.12157437	1.71702311	1.07306774	-2.0117125	1.46405111	1.71104581	1.11147816	-7.4
S2.1	1.115074547	2.20112027	1.17398104	1.95179725	1.09108722	1.15712252	1.75559427	1.0623104	4.45
S2.2	0.94102042	2.04896031	1.17041087	-1.1023384	1.09202732	1.52381161	1.31162572	-2.3877331	6.05
S3.1	0.69407797	1.40159155	1.04349316	1.90785143	1.97274907	1.77318107	1.62105843	1.41527463	7.45
S3.2	0.442113636	1.02749372	1.18482795	1.90733725	2.41934417	1.03889501	1.73208063	2.46497392	7.05
S4.1	0.941500931	2.39400099	-1.1164594	-1.9071789	2.00066509	1.52381074	1.30126624	2.4710534	7.55
S4.2	0.301373808	1.12939411	1.09231767	1.95222047	2.00206644	1.56932494	1.30116791	1.94550401	-7.1
S4.1	1.47363-01	1.18193072	1.71210105	2.17070041	2.39232941	2.47249164	1.77020836	2.46979291	7.5
S4.2	1.19041944	1.02207091	1.20181261	1.90711773	1.91515529	1.20207951	1.62036305	1.07707261	6
S4.1	1.762214953	2.49122497	0.92560744	1.51080081	1.89936103	0.71420462	1.70444643	1.70185531	7.5
S4.2	1.054865926	1.04191516	1.10220247	1.53726163	1.71038071	0.81763274	2.21014877	2.70957507	7.05
S3.1	0.108400240	2.71078752	1.05491081	2.12187409	2.03929427	1.36310394	1.72710022	1.06304491	-7.1
S3.2	0.205023310	2.78885002	1.71066476	2.51636249	1.19171883	2.17325158	1.04442155	1.00395655	-7.1
S4.1	0.851407259	-1.1575032	-1.52025669	1.03706402	2.01442307	1.42102660	1.76536157	-2.4560079	8.05
S4.2	1.403907079	2.40532549	1.06201531	1.70885441	1.70973407	0.97151155	1.91109423	1.00394403	-4.1
S4.1	1.707139794	-0.821918	1.02708254	-1.421528	1.62104459	0.76536072	1.04505144	2.41557215	-7
S4.2	1.416403840	2.76252912	1.22082131	1.59435584	1.70479771	-0.158443	2.20044047	2.71710444	7.05
S3.1	1.706672190	2.01612402	0.89143436	-1.0110774	1.09958561	0.70510277	2.11733415	1.39110452	6.50
S3.2	1.71285647	2.03705314	0.93944021	1.59324101	-1.6709114	0.73426412	1.56250154	1.09430367	7.45
S3.1	1.567180240	2.25587389	-1.0441843	-1.5467104	1.02744739	0.80520243	1.41197302	2.79234411	-7.4
S3.2	1.531208057	2.42975482	-1.5416331	1.6244054	1.05197072	0.94129101	1.02716413	2.71426734	7.10
S3.1	1.465752290	2.00846016	1.20172003	1.93361039	1.75400932	1.0574630	1.62116171	1.03931874	7.5
S3.2	1.009721171	-1.9212174	0.91930659	1.35100299	1.52304832	-0.6027709	1.59620704	-2.610330	6.20
S3.1	1.557160261	1.34623774	1.13937733	1.41529803	1.90596480	0.94489001	1.36439421	1.09336890	7.05
S3.2	1.304901096	-1.4060005	-	-1.9393382	-	-	-	-	-
S3.1	1.07236992	-	-	1.91942385	1.10351761	1.77407638	2.41107915	0.96	-
S3.1	1.592065934	1.31444926	1.03237498	1.01389579	-1.7516409	0.89844276	1.03644489	1.00003372	7.35
S3.2	1.564797275	2.81032285	1.09561764	1.99424543	1.90047102	-0.9257814	1.95509385	1.40747339	7.75
S3.1	1.748421101	1.1197723	0.9093185	1.43789353	1.48450595	0.72407757	1.43096461	2.78980333	-5.4
S3.2	1.074400704	1.01440074	1.01077483	1.01000000	1.01000000	1.01000000	1.01000000	1.01000000	0.00
S3.2	1.01100020	2.00121944	0.94561592	1.60122219	1.64272286	0.79120934	1.40116347	2.42425304	7.55
S3.1	1.02710147	0.0105402	0.79226195	1.43445041	1.45096164	0.50971851	1.91100441	-2.7095137	7.35
S3.2	1.075444017	1.12101110	1.12102297	1.71101705	1.94627072	0.89700465	2.40772967	2.77850107	-6.3
S3.1	1.01396341	1.70478787	1.06940407	1.6004101	2.00437495	0.85152925	-2.106182	2.79005866	-7.7

Annexe 1.9- Calculs des alcalinités résiduelles (Sols - Campagne1988

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

---

N°	FC	AR c	AR c+g
S1.1	4,11297133	-0,01062564	-0,00615955
S1.2	5,43795107	-0,00961486	-0,00588686
S2.1	25,4904577	-0,01017651	-0,00560528
S2.2	27,6119753	-0,02309746	-0,02276522
S3.1	22,5351365	-0,01038572	-0,00482576
S3.2	25,9240826	-0,01908722	0,00015811
S4.1	30,3442661	-0,02987461	-0,02441898
S4.2	41,3400697	-0,0443113	-0,0100615
S5.1	22,9460363	-0,01196573	-0,00913543
S5.2	23,7670779	-0,010322	-0,00478473
S6.1	28,0813668	-0,01298276	0,00629797
S6.2	31,8238394	-0,01042191	0,00147379
S7.1	14,7848491	-0,01479899	-0,00311353
S7.2	26,3442605	-0,03326324	-0,00356642
S8.1	27,3052007	-0,02869585	-0,00792962
S8.2	17,7002263	-0,00035214	0,01665829
S9.1	20,1146391	-0,01772771	-0,00296725
S9.2	25,0385238	-0,02160172	-0,00129408
S10.1	15,3393752	-0,01607725	-0,00121717
S10.2	21,1239412	-0,01763794	0,00715557
S11.1	23,4734849	-0,01133936	0,00236162
S11.2	20,3706655	-0,01058881	0,02423539
S12.1	9,24813055	-0,00808023	-0,00552737
S12.2	13,3853229	-0,00938004	-0,00372436
S13.1	49,0398607	-0,07374846	-0,04579049
S13.2	55,2512517	-0,07491314	-0,0617968
S14.1	63,1202116	-0,06451372	-0,03258731
S14.2	54,1864344	-0,04901829	-0,03338467

**Annexe 1.10- Calculs des alcalinités résiduelles (Sols - Campagne 1999)**

---



N°	FC	AR c	AR c+g
S1.1	5,09735171	-0,05415698	0,018019
S1.2	6,69650009	-0,02569141	0,01321169
S2.1	20,671713	-0,02148101	0,01362939
S2.2	8,88551001	-0,02543088	0,05574075
S3.1	4,99675569	-0,02231371	0,0191955
S3.2	2,76766776	-0,02251663	0,01454712
S4.1	8,88198938	-0,01675031	0,00657158
S4.2	8,37865151	-0,02090007	0,01066175
S5.1	1,00000077	-0,01003522	0,02390773
S5.2	15,5031326	-0,02393223	0,02400366
S6.1	57,3078839	-0,06016574	-0,02084847
S6.2	45,1716802	-0,05010886	-0,03778119
S7.1	3,22559312	-0,01423596	0,02319489
S7.2	1,99032335	-0,00502453	0,02633781
S8.1	11,2582868	-0,02345667	0,01143071
S8.2	31,1879908	-0,03851203	0,02457408
S9.1	50,9493061	-0,07493455	-0,02964705
S9.2	41,308173	-0,04928901	-0,03779188
S10.1	58,4348208	-0,04038629	-0,02512133
S10.2	54,7342115	-0,04952001	0,00523759
S11.1	36,9068144	-0,05261953	0,01330548
S11.2	33,9782421	-0,04541776	-0,01567265
S12.1	28,625469	-0,04554647	0,0022518
S12.2	64,5250708	-0,08635397	-0,03568499
S13.1	36,1079589	-0,07605904	0,01403245
S13.2	23,1729548	-0,02055502	0,01309255
S14.1	38,1993729	-0,02910902	3,7395 <sup>E</sup> -05
S14.2	35,2206684	-0,01701195	0,00317808
S15.1	56,0301028	-0,07481966	-0,00066075
S15.2	47,9844639	-0,04055918	0,02908126
S16.1	76,3449765	-0,0753923	-0,02410338
S16.2	37,6239454	-0,03144911	-0,02494331
S17.1	41,1121093	-0,04208961	-0,02943084
S17.2	21,2904545	-0,03031933	0,00085262
S18.1	36,2350714	-0,01732268	0,01605444
S18.2	26,7276051	-0,02006426	0,02778465
S19.1	7,2212419	-0,01142759	0,02802128
S19.2	8,42228681	-0,00849602	0,02189022
S20.1	43,0724362	-0,03942369	-0,00511257
S20.2	36,0250175	-0,03123165	0,01403863

### Annexe 1.11 – Calculs des équilibres solution-calcite (Sols-Campagne1988)

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	logCa+2pH	logQ (PAI)	logKps calcite	log(Ca)	log(CO3)	logQ(PAI)	logKps calcite
S1.1	12,953	12,953	+9,76	-2,447	-5,467	-7,914	-8,37
S1.2	12,939	12,939	+9,76	-2,481	-5,452	-7,933	-8,37
S2.1	12,096	12,096	+9,76	-2,564	-5,868	-8,432	-8,37
S2.2	12,245	12,245	+9,76	-2,315	-6,365	-8,68	-8,37
S3.1	12,834	12,834	+9,76	-2,546	-5,486	-8,032	-8,37
S3.2	12,169	12,169	+9,76	-2,471	-6,719	-9,19	-8,37
S4.1	12,791	12,791	+9,76	-2,209	-5,749	-7,958	-8,37
S4.2	11,932	11,932	+9,76	-2,148	-6,251	-8,399	-8,37
S5.1	13,854	13,854	+9,76	-2,486	-5,005	-7,491	-8,37
S5.2	13,11	13,11	+9,76	-2,57	-5,414	-7,984	-8,37
S6.1	10,894	10,894	+9,76	-2,546	-6,48	-9,026	-8,37
S6.2	11,318	11,318	+9,76	-2,562	-6,136	-8,698	-8,37
S7.1	11,068	11,068	+9,76	-2,492	-6,782	-9,274	-8,37
S7.2	11,224	11,224	+9,76	-2,256	-6,846	-9,102	-8,37
S8.1	13,174	13,174	+9,76	-2,306	-6,32	-8,626	-8,37
S8.2	11,338	11,338	+9,76	-3,922	-6,684	-10,606	-8,37
S9.1	13,213	13,213	+9,76	-2,407	-5,395	-7,802	-8,37
S9.2	12,996	12,996	+9,76	-2,424	-6,456	-8,88	-8,37
S10.1	12,335	12,335	+9,76	-2,385	-5,615	-8	-8,37
S10.2	12,539	12,539	+9,76	-2,521	-6,713	-9,234	-8,37
S11.1	12,793	12,793	+9,76	-2,567	-5,552	-8,119	-8,37
S11.2	12,03	12,03	+9,76	-2,77	-6,822	-9,592	-8,37
S12.1	11,154	11,154	+9,76	-2,526	-6,252	-8,778	-8,37
S12.2	11,214	11,214	+9,76	-2,606	-6,532	-9,138	-8,37
S13.1	12,232	12,232	+9,76	-1,948	-7,223	-9,171	-8,37
S13.2	11,859	11,859	+9,76	-1,921	-7,428	-9,349	-8,37
S14.1	12,176	12,176	+9,76	-2,004	-6,196	-8,2	-8,37
S14.2	11,335	11,335	+9,76	-2,085	-6,631	-8,716	-8,37

**Annexe 1.12 – Calculs des équilibres solution- calcite (Sols – Campagne 1999)**

N°	logCa+2pH	logQ (PAI)	logKps calcite	log(Ca)	log(CO3)	logQ(PAI)	logKps calcite
S1.1	11,954	11,954	+9,76	-2,146	-6,393	-8,539	-8,37
S1.2	12,412	12,412	+9,76	-2,388	-6,559	-8,947	-8,37
S2.1	12,443	12,443	+9,76	-2,457	-6,452	-8,909	-8,37
S2.2	9,643	9,643	+9,76	-2,457	-7,178	-9,635	-8,37
S3.1	12,473	12,473	+9,76	-2,427	-5,993	-8,42	-8,37
S3.2	12,884	12,884	+9,76	-2,416	-5,77	-8,186	-8,37
S4.1	12,649	12,649	+9,76	-2,451	-5,722	-8,173	-8,37
S4.2	12,162	12,162	+9,76	-2,438	-6,33	-8,768	-8,37
S5.1	12,315	12,315	+9,76	-2,685	-5,769	-8,454	-8,37
S5.2	7,549	7,549	+9,76	-2,451	-8,909	-11,36	-8,37
S6.1	12,945	12,945	+9,76	-2,055	-6,103	-8,158	-8,37
S6.2	12,431	12,431	+9,76	-2,069	-6,416	-8,485	-8,37
S7.1	11,97	11,97	+9,76	-2,63	-6,53	-9,16	-8,37
S7.2	11,372	11,372	+9,76	-3,028	-6,682	-9,71	-8,37
S8.1	14,111	14,111	+9,76	-2,389	-5,178	-7,567	-8,37
S8.2	13,917	13,917	+9,76	-2,283	-5,782	-8,065	-8,37
S9.1	12,037	12,037	+9,76	-1,963	-6,576	-8,539	-8,37
S9.2	12,031	12,031	+9,76	-2,069	-6,569	-8,638	-8,37
S10.1	10,937	10,937	+9,76	-2,183	-7,267	-9,45	-8,37
S10.2	12,733	12,733	+9,76	-2,167	-6,263	-8,43	-8,37
S11.1	13,052	13,052	+9,76	-2,148	-6,02	-8,168	-8,37
S11.2	12,162	12,162	+9,76	-2,138	-6,411	-8,549	-8,37
S12.1	12,823	12,823	+9,76	-2,177	-6,441	-8,618	-8,37
S12.2	10,583	10,583	+9,76	-1,917	-7,209	-9,126	-8,37
S13.1	13,873	13,873	+9,76	-2,027	-6,047	-8,074	-8,37
S13.2	13,648	13,648	+9,76	-2,452	-5,398	-7,85	-8,37
S14.1	12,373	12,373	+9,76	-2,327	-6,35	-8,677	-8,37
S14.2	13,015	13,015	+9,76	-2,485	-5,608	-8,093	-8,37
S15.1	13,071	13,071	+9,76	-2,009	-6,321	-8,33	-8,37
S15.2	12,839	12,839	+9,76	-2,261	-5,879	-8,14	-8,37
S16.1	12,719	12,719	+9,76	-1,981	-6,456	-8,437	-8,37
S16.2	11,57	11,57	+9,76	-2,23	-6,723	-8,953	-8,37
S17.1	13,266	13,266	+9,76	-2,134	-5,957	-8,091	-8,37
S17.2	12,604	12,604	+9,76	-2,296	-6,158	-8,454	-8,37
S18.1	12,568	12,568	+9,76	-2,532	-5,893	-8,425	-8,37
S18.2	12,484	12,484	+9,76	-2,516	-6,075	-8,591	-8,37
S19.1	11,465	11,465	+9,76	-2,735	-6,751	-9,486	-8,37
S19.2	11,48	11,48	+9,76	-2,82	-6,717	-9,537	-8,37
S20.1	12,385	12,385	+9,76	-2,215	-6,382	-8,597	-8,37
S20.2	13,071	13,071	+9,76	-2,329	-5,991	-8,32	-8,37

### Annexe 1.13 – Calculs des équilibres solution-gypse (Sols-Campagne1988)

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	log(Ca) +log 20)	log (S04)+ logH20)	logO (PAI)	logKps gypse
S1.1	-2,447	-3,096	-5,543	-4,85
S1.2	-2,482	-3,213	-5,695	-4,85
S2.1	-2,566	-3,335	-5,901	-4,85
S2.2	-2,317	-4,516	-6,833	-4,85
S3.1	-2,547	-3,211	-5,758	-4,85
S3.2	-2,473	-2,735	-5,208	-4,85
S4.1	-2,211	-3,313	-5,524	-4,85
S4.2	-2,151	-2,609	-4,76	-4,85
S5.1	-2,487	-3,496	-5,983	-4,85
S5.2	-2,571	-3,21	-5,781	-4,85
S6.1	-2,548	-2,718	-5,266	-4,85
S6.2	-2,564	-2,935	-5,499	-4,85
S7.1	-2,493	-2,84	-5,333	-4,85
S7.2	-2,258	-2,578	-4,836	-4,85
S8.1	-2,308	-2,73	-5,038	-4,85
S8.2	-3,923	-2,685	-6,608	-4,85
S9.1	-2,408	-2,805	-5,213	-4,85
S9.2	-2,426	-2,702	-5,128	-4,85
S10.1	-2,386	-2,769	-5,155	-4,85
S10.2	-2,523	-2,596	-5,119	-4,85
S11.1	-2,569	-2,861	-5,43	-4,85
S11.2	-2,772	-2,44	-5,212	-4,85
S12.1	-2,527	-3,408	-5,935	-4,85
S12.2	-2,607	-3,094	-5,701	-4,85
S13.1	-1,952	-2,779	-4,731	-4,85
S13.2	-1,925	-3,125	-5,05	-4,85
S14.1	-2,008	-2,741	-4,749	-4,85
S14.2	-2,089	-3,017	-5,106	-4,85

**Annexe 1.14 – Calculs des équilibres solution-gypse (Sols-Campagne1999).**

l <sup>n</sup>	log(Ca <sup>++</sup> ) log(H <sub>2</sub> O)	log(SO <sub>4</sub> <sup>++</sup> ) log(H <sub>2</sub> O)	log(P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> )	log(pH)
S1.1	-2.148	-2.129	-4.277	-4.85
S1.2	-2.389	-2.335	-4.704	-4.85
S2.1	-2.459	-2.431	-4.84	-4.85
S2.2	-2.459	-2.099	-4.558	-4.85
S3.1	-2.428	-2.205	-4.713	-4.85
S3.2	-2.437	-2.277	-4.694	-4.85
S4.1	-2.452	-2.536	-4.988	-4.85
S4.2	-2.439	-2.392	-4.831	-4.85
S5.1	-2.686	-2.259	-4.945	-4.85
S5.2	-2.453	-2.303	-4.754	-4.85
S6.1	-2.059	-2.623	-4.682	-4.85
S6.2	-2.072	-3.07	-5.142	-4.85
S7.1	-2.633	-2.275	-4.906	-4.85
S7.2	-3.029	-2.283	-5.31	-4.85
S8.1	-2.39	-2.4	-4.79	-4.85
S8.2	-2.286	-2.307	-4.593	-4.85
S9.1	-1.967	-2.56	-4.527	-4.85
S9.2	-2.072	-3.09	-5.162	-4.85
S10.1	-2.187	-3.035	-5.202	-4.85
S10.2	-2.172	-2.456	-4.627	-4.85
S11.1	-2.153	-2.394	-4.485	-4.85
S11.2	-2.14	-2.629	-4.769	-4.85
S12.1	-2.179	-2.437	-4.596	-4.85
S12.2	-1.922	-2.594	-4.486	-4.85
S13.1	-2.09	-2.237	-4.267	-4.85
S13.2	-2.454	-2.405	-4.939	-4.85
S14.1	-2.33	-2.641	-4.971	-4.85
S14.2	-2.487	-2.763	-5.25	-4.85
S15.1	-2.033	-2.372	-4.395	-4.85
S15.2	-2.248	-2.394	-4.599	-4.85
S16.1	-1.936	-2.502	-4.560	-4.85
S16.2	-2.232	-3.267	-5.499	-4.85
S17.1	-2.454	-2.405	-4.939	-4.85
S17.2	-2.33	-2.641	-4.971	-4.85
S18.1	-2.487	-2.763	-5.25	-4.85
S18.2	-2.033	-2.372	-4.395	-4.85
S19.1	-2.248	-2.394	-4.599	-4.85
S19.2	-1.936	-2.502	-4.560	-4.85
S20.1	-2.232	-3.267	-5.499	-4.85
S20.2	-2.137	-3.007	-5.144	-4.85
S21.1	-2.298	-2.507	-4.805	-4.85
S21.2	-2.534	-2.532	-5.066	-4.85
S22.1	-2.518	-2.85	-4.848	-4.85
S22.2	-2.736	-2.277	-5.033	-4.85
S23.1	-2.823	-2.345	-5.196	-4.85
S23.2	-2.218	-2.605	-4.823	-4.85
S24.1	-2.332	-2.466	-4.798	-4.85

## Annexes 2 : Eaux

### Annexe 2.1 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (09 au 15/12/1990).

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° ECHANT.	pH	CE mS/cm à 25°C	Anions solubles (méq./l)				Cations solubles (méq./l)				Bilan ionique (méq./l)		Résidu sec (gr./l)
			Cl	HCO <sub>3</sub>	CO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	-	+	
E1	7.44	2.33	08.80	01.52	-	23.45	19.00	06.99	12.18	00.38	33.77	38.55	0.75
E2	7.55	0.87	01.80	02.24	-	15.92	13.00	02.88	06.52	00.26	19.96	22.66	0.16
E3	7.43	3.44	14.00	00.96	-	16.26	22.00	04.52	07.83	01.28	31.22	35.63	3.27
E4	8.27	2.15	13.80	04.50	04.96	04.63	20.00	03.29	08.70	00.90	27.89	32.89	2.91
E5	8.18	2.94	16.20	00.10	07.76	11.47	18.00	04.93	10.22	00.38	35.53	33.53	3.83
E6	8.38	2.94	19.00	00.10	12.96	01.45	12.75	06.17	11.96	00.38	33.51	31.26	0.48
E7	7.21	1.82	09.40	01.00	-	06.76	08.00	04.93	08.05	00.26	17.16	21.24	1.12
E8	6.75	0.67	03.60	01.60	-	05.05	03.00	02.06	04.55	00.26	10.25	9.87	0.58
E9	7.22	4.86	38.20	01.44	-	00.50	12.25	08.04	13.48	00.26	40.14	34.03	2.35
E10	8.10	2.03	07.20	03.00	10.88	03.25	10.50	04.11	11.96	00.38	24.33	26.95	0.73
E11	8.10	1.18	08.00	01.08	-	06.76	08.75	03.29	06.96	00.13	15.84	19.13	0.70
E12	8.05	0.33	03.60	00.84	-	10.96	15.50	01.23	03.25	00.26	15.4	20.24	5.49
E13	6.81	1.20	09.00	01.60	-	05.14	06.75	02.06	05.22	02.64	15.74	16.67	0.09
E14	7.80	0.47	01.40	00.48	-	11.04	08.00	01.23	05.00	00.38	12.92	14.61	0.21

**Annexe 2.2 - Classes des eaux du lac Fetzara (09 au 15/12/1990).**

N° Echantillons	Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> --	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Faciès chimique	SiO <sub>2</sub>	Classe	Qualité	Origines
E1	00.37	00.64	SO <sub>4</sub> /Ca	03.38	C4S1	Médiocre	Puits
E2	00.11	00.50	SO <sub>4</sub> /Ca	02.32	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E3	00.86	00.35	SO <sub>4</sub> /Ca	02.15	C4S1	Médiocre	Puits
E4	02.98	00.43	Cl/Ca	02.55	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E5	01.41	00.56	Cl/Ca	03.02	C4S1	Médiocre	Puits
E6	13.10	00.94	Cl/Ca	03.89	C4S1	Médiocre	Puits
E7	01.39	01.00	Cl/Na	03.16	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E8	00.71	01.51	SO <sub>4</sub> /Na	02.86	C2S1	Moyenne à bonne	Puits
E9	76.40	01.10	Cl/Na	04.23	C4S1	Médiocre	Puits
E10	02.21	01.14	Cl/Na	04.43	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E11	01.18	00.79	Cl/Ca	02.84	C3S1	Moyenne à médiocre	Retenue
E12	00.33	00.21	SO <sub>4</sub> /Ca	01.12	C2S1	Moyenne à bonne	Retenue
E13	01.75	00.77	Cl/Ca	02.49	C3S1	Moyenne à médiocre	Oued Bouhadjar
E14	00.12	00.62	SO <sub>4</sub> /Ca	02.33	C2S1	Moyenne à bonne	Oued Mélah

**Annexe 2.3 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (17 au 21/10/1992).**



**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° Echant.	pH	CE mS / cm à 25°C	Anions solubles (még./ l)				Cations solubles (még./ l)				Bilan ionique (még./ l)		Résidu sec
			Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	-	+	
E1	7.17	2.02	10.47	04.72	-	10.02	04.49	04.86	13.46	00.17	25.21	22.98	1.57
E2	7.80	2.77	04.80	03.17	-	14.83	02.59	03.00	13.87	00.13	22.80	19.59	0.54
E3	7.92	1.50	03.84	02.45	-	10.12	04.54	04.90	12.06	00.10	16.41	21.60	1.31
E4	7.80	1.87	04.40	03.97	-	15.58	04.63	04.97	17.88	00.07	23.95	27.55	1.84
E5	7.64	2.03	14.36	03.63	-	12.69	06.73	07.19	11.85	00.10	30.68	25.87	0.86
E6	7.71	1.15	10.56	03.20	-	11.86	05.92	06.40	10.85	00.05	25.62	23.22	1.41
E7	7.75	3.04	17.12	03.31	-	20.07	16.45	16.87	11.25	00.11	40.50	44.68	2.34
E8	7.72	2.96	17.38	04.94	-	26.31	20.99	21.34	11.45	00.14	48.63	53.92	1.82
E9	7.83	1.62	10.48	05.33	-	17.49	10.11	10.58	08.84	00.16	33.30	29.69	0.93
E10	7.83	0.96	03.64	02.72	-	40.94	18.32	18.76	13.86	00.15	47.30	51.09	1.08
E11	8.00	1.45	11.52	04.42	00.77	14.12	05.43	05.85	14.27	00.05	30.83	25.60	0.47
E12	7.31	2.79	13.36	04.70	-	05.00	01.60	01.93	14.87	00.06	23.06	18.46	2.12
E13	7.72	2.09	09.61	03.02	-	04.77	00.13	00.62	14.17	00.08	17.40	15.00	1.19
E14	7.92	3.38	10.48	03.17	00.42	22.74	08.48	08.98	12.86	00.09	36.81	30.41	0.56
E15	7.68	1.55	41.50	01.89	-	11.09	25.36	25.86	08.44	00.10	54.48	59.76	5.45
E16	8.02	1.90	12.92	03.82	00.51	07.79	05.50	06.07	10.05	00.11	25.04	21.73	0.82
E17	8.04	1.03	06.50	02.80	00.22	12.28	02.20	02.80	11.25	00.05	21.80	16.30	0.24
E18	7.88	2.38	15.08	05.44	-	06.54	05.66	06.17	10.05	00.09	27.06	21.97	0.63
E19	7.73	0.91	04.98	03.33	-	14.50	05.47	05.89	13.86	00.07	22.81	25.29	0.56
E20	7.85	0.23	07.16	03.89	-	07.31	00.82	01.19	13.86	00.08	18.36	15.95	0.82
E21	7.85	1.55	10.48	03.82	-	05.33	00.18	00.60	13.56	00.09	19.63	14.43	0.62
E22	7.78	1.42	06.50	02.46	01.38	22.63	06.63	06.99	15.87	00.16	32.97	29.65	0.15
E23	7.67	1.62	08.04	04.77	-	09.76	03.08	03.45	11.25	00.84	22.57	18.62	0.72

**Annexe 2.4 - Classes des eaux du lac Fetzara (17 au 21/10/1992).**

N° Echantillons.	Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Faciès chimique	Sig. A.P.	Classes	Qualité	Origines
E1	01.04	02.99	Cl/Na	06.23	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E2	00.32	05.35	SO <sub>4</sub> /Na	08.30	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E3	00.09	02.65	SO <sub>4</sub> /Na	05.55	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E4	00.28	03.86	SO <sub>4</sub> /Na	08.16	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E5	01.13	01.76	Cl/Na	04.50	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E6	00.89	01.83	SO <sub>4</sub> /Na	04.37	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E7	00.85	00.68	SO <sub>4</sub> /Ca	02.75	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E8	00.66	00.54	SO <sub>4</sub> /Ca	02.49	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E9	00.59	00.87	SO <sub>4</sub> /Ca	02.75	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E10	00.09	00.75	SO <sub>4</sub> /Ca	03.22	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E11	00.81	02.62	SO <sub>4</sub> /Na	06.02	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E12	02.67	09.29	Cl/Na	11.18	C4S2	Mauvaise	Oued El-Hout
E13	02.04	10.90	Cl/Na	23.23	C3S3	Mauvaise	Puits
E14	00.46	01.51	SO <sub>4</sub> /Na	04.36	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E15	03.74	00.33	Cl/Ca	01.66	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E16	01.16	01.82	Cl/Na	04.18	C3S1	Moyenne à médiocre	Oued Mélah
E17	00.53	05.11	SO <sub>4</sub> /Na	07.12	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E18	02.30	01.77	Cl/Na	04.13	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E19	00.34	02.53	SO <sub>4</sub> /Na	05.82	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E20	00.98	16.90	SO <sub>4</sub> /Na	13.86	C1S2	Moyenne à bonne	Puits
E21	01.96	75.33	Cl/Na	21.87	C3S3	Mauvaise	Puits
E22	00.28	02.39	SO <sub>4</sub> /Na	06.08	C3S1	Moyenne à médiocre	Oued Zied
E23	00.82	03.65	SO <sub>4</sub> /Na	06.25	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits

**Annexe 2.5 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (24 au 29/05/1993).**

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° Echant.	pH	CE mS/cm à 25°C	Anions solubles (még./l)				Cations solubles (még./l)				Bilan ionique (még./l)		Résidu sec (gr/l)
			Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	-	+	
E1	8.75	1.03	05.46	00.56	03.44	04.11	01.13	03.11	03.97	00.07	13.57	08.28	-
E2	7.12	1.38	03.46	02.08	-	01.47	03.35	02.88	02.44	00.24	07.01	08.91	00.01
E3	6.87	2.19	08.96	05.68	-	03.13	07.03	02.88	03.97	01.10	17.77	14.98	00.02
E4	7.27	1.55	10.46	03.04	-	04.69	04.54	04.81	03.51	00.24	18.19	13.10	-
E5	7.20	2.03	09.26	06.00	-	02.04	04.07	03.24	07.48	00.01	17.30	14.80	00.01
E6	7.08	2.62	11.76	05.44	-	02.46	06.09	04.42	10.53	00.23	19.66	21.27	00.01
E7	7.17	2.79	17.11	04.72	-	03.71	07.03	12.78	02.74	00.17	25.54	22.72	00.02
E8	8.35	3.38	16.05	04.40	-	02.63	08.30	08.34	10.99	00.04	23.08	27.67	00.02
E9	8.36	2.62	13.46	05.92	-	04.26	05.62	06.79	11.91	00.02	23.64	24.34	00.01
E10	7.27	1.42	09.86	00.24	01.12	02.64	03.31	01.62	03.97	00.07	13.86	08.97	00.01
E11	8.54	0.87	04.56	01.36	-	05.00	01.14	05.72	02.13	00.02	10.92	09.01	00.01
E12	8.59	1.22	07.53	02.88	-	01.91	02.98	02.42	03.66	00.04	12.32	09.10	-
E13	8.36	1.77	09.36	02.56	-	03.32	02.75	03.91	06.87	00.01	15.24	13.54	-
E14	8.58	1.45	08.86	00.02	02.88	02.51	01.53	02.11	06.72	00.02	14.27	10.38	-
E15	8.63	2.28	13.26	00.56	02.24	07.02	01.59	08.47	14.96	00.17	23.08	25.19	00.01
E16	8.84	1.52	07.56	02.00	02.88	01.99	00.85	05.43	08.70	00.05	14.43	15.03	00.01
E17	8.35	1.11	06.16	-	01.28	04.07	02.49	01.94	04.87	00.01	11.51	09.31	-
E18	8.48	2.19	12.56	01.04	-	11.64	01.53	07.26	12.82	00.03	25.24	21.64	00.01
E19	8.22	1.11	06.36	00.88	00.64	02.37	00.47	06.19	03.20	00.01	10.25	09.87	-
E20	7.29	1.18	05.96	04.56	-	04.60	03.29	04.45	04.27	00.01	15.12	12.02	00.01
E21	7.37	0.52	03.66	02.16	-	01.71	02.77	01.04	01.37	00.05	07.53	05.23	-
E22	7.30	1.52	05.06	03.12	00.32	01.18	02.35	02.37	07.02	00.05	09.68	11.79	00.01
E23	7.55	1.28	10.26	00.80	-	04.48	01.07	03.36	07.33	00.10	15.54	11.86	-

**Annexe 2.6 - Classes des eaux du lac Fetzara (24 au 29/05/1993).**

N° Echantillons	Cl/ SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Faciès chimique	S.A.R.	Classes	Qualité	Origines
E1	01.32	03.51	Cl/Na	02.73	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E2	00.68	00.72	SO <sub>4</sub> /Ca	01.46	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E3	02.86	00.56	Cl/Ca	01.84	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E4	02.23	00.77	Cl/Ca	01.62	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E5	04.53	01.83	Cl/Na	03.91	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E6	04.78	01.72	Cl/Na	04.59	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E7	04.61	00.38	Cl/Ca	00.87	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E8	06.10	01.32	Cl/Na	03.81	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E9	03.15	02.12	Cl/Na	04.78	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E10	08.80	01.19	Cl/Na	02.52	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E11	00.90	01.86	SO <sub>4</sub> /Na	01.15	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E12	03.94	01.22	Cl/Na	02.23	C3S1	Moyenne à médiocre	Oued El Hout
E13	02.81	02.49	Cl/Na	03.77	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E14	03.52	04.39	Cl/Na	05.01	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E15	01.88	09.40	Cl/Na	06.67	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E16	03.79	10.23	Cl/Na	04.91	C3S1	Moyenne à médiocre	Oued Mélah
E17	01.51	01.71	Cl/Na	02.88	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E18	01.08	08.37	Cl/Na	06.13	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E19	02.68	06.80	Cl/Na	01.75	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° Echant.	pH	CE mS/ cm à 25°C	Anions solubles (még./ l)				Cations solubles (még./ l)				Bilan ionique (még./ l)		Résidu sec
			Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	-	+	
E1	7.56	5.37	10.00	06.72	-	18.91	17.29	06.31	12.14	00.14	35.63	35.88	02.37
E2	7.71	4.91	18.00	04.84	-	12.34	13.43	04.88	11.02	-	35.18	29.33	02.03
E3	7.69	6.21	25.00	01.28	-	09.90	23.13	08.09	10.20	00.41	36.18	41.83	02.40
E4	7.79	4.72	21.00	01.60	-	06.84	12.22	02.15	10.03	00.12	29.44	24.52	02.07
E5	7.78	6.50	12.00	03.24	-	02.77	19.59	01.50	03.22	-	18.01	24.31	00.18
E6	7.66	10.13	26.00	01.84	00.20	08.34	22.19	05.54	12.90	-	36.38	40.63	10.65
E7	7.94	6.92	19.00	03.64	-	05.21	16.13	02.17	03.05	-	27.85	21.35	01.03
E8	7.93	7.20	08.00	02.42	-	03.33	14.44	00.98	03.50	00.33	13.75	19.25	01.00
E9	7.60	9.86	38.00	02.00	-	07.61	29.11	09.13	10.48	00.11	47.61	48.83	01.13
E10	8.15	6.57	08.00	01.20	00.31	03.33	10.03	03.21	03.90	-	12.84	17.14	00.78
E11	8.12	5.97	18.00	01.66	-	04.19	09.00	02.13	04.96	-	23.85	16.09	02.40
E12	8.06	6.88	06.00	03.20	-	03.33	07.98	01.95	04.25	00.10	12.53	14.28	00.21
E13	7.87	8.08	22.00	02.11	-	14.41	13.04	04.12	15.22	00.10	38.52	32.48	00.20
E14	7.88	8.28	26.00	03.61	-	15.37	17.32	08.89	12.00	00.18	44.98	38.39	01.00
E15	7.95	8.10	23.00	01.63	-	04.59	18.66	05.04	11.52	00.13	29.22	35.35	00.84
E16	8.15	22.90	43.00	04.83	-	09.92	39.17	07.08	15.40	00.10	57.57	61.75	04.81
E17	7.86	7.24	14.00	02.31	-	08.90	19.55	04.34	06.13	00.37	25.21	30.39	08.35
E18	7.64	18.58	19.00	02.84	-	17.46	19.88	06.81	13.60	00.22	39.30	40.51	03.55
E19	7.70	18.39	33.00	03.36	-	00.68	20.72	01.26	12.60	00.24	37.04	34.82	02.11
E20	7.55	5.97	05.00	02.00	-	03.08	11.10	00.89	02.18	-	10.08	14.17	00.07

**Annexe 2.8 - Classes des eaux du lac Fetzara (14 au 20/03/1998).**

N° Echantillons	Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> --	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Faciès chimique	SiO <sub>2</sub>	Classe	Qualité	Origines
E1	00.53	00.70	SO <sub>4</sub> /Ca	03.54	C5S1	Mauvaise	O. Meboudja
E2	01.45	00.82	Cl/Ca	03.65	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E3	02.52	00.44	Cl/Ca	02.54	C5S1	Mauvaise	Retenue
E4	03.07	00.82	Cl/Ca	03.74	C4S1	Médiocre à mauvaise	Retenue
E5	04.33	00.16	Cl/Ca	00.99	C5S1	Mauvaise	Retenue
E6	03.11	00.58	Cl/Ca	03.46	C5S1	Mauvaise	Puits
E7	03.64	00.19	Cl/Ca	01.01	C5S1	Mauvaise	Oued El- Hout
E8	02.40	00.24	Cl/Ca	01.26	C5S1	Mauvaise	Puits
E9	04.99	00.36	Cl/Ca	02.40	C5S1	Mauvaise	Retenue
E10	02.40	00.39	Cl/Ca	01.51	C5S1	Mauvaise	O. Boumessous
E11	04.29	00.55	Cl/Ca	02.11	C5S1	Mauvaise	Puits
E12	01.80	00.53	Cl/Ca	01.91	C5S1	Mauvaise	Oued Mélah
E13	01.52	01.16	Cl/Na	04.09	C5S1	Mauvaise	Retenue
E14	01.69	00.69	Cl/Ca	03.31	C5S1	Mauvaise	Retenue
E15	05.01	00.61	Cl/Ca	03.34	C5S1	Mauvaise	Retenue
E16	04.33	00.39	Cl/Ca	03.20	C5S1	Mauvaise	Puits
E17	01.57	00.31	Cl/Ca	01.77	C5S1	Mauvaise	Puits
E18	01.08	00.68	Cl/Ca	03.72	C5S1	Mauvaise	Retenue
E19	48.52	00.61	Cl/Ca	03.80	C5S1	Mauvaise	Retenue
E20	01.62	00.19	Cl/Ca	00.89	C5S1	Mauvaise	Oued Zied

### Annexe 2.9 – Caractéristiques des eaux du lac Fetzara (02 au 14/10/1999).

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° Echant.	pH	CE mS/ cm à 25°C	Anions solubles (még./ l)				Cations solubles (még./ l)				Bilan ionique (még./ l)		Résidu s l)
			Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	-	+	
E1	7.46	2.64	16.00	00.40	-	03.69	10.42	04.14	04.02	00.15	20.09	18.73	02.00
E2	7.98	4.50	70.00	00.40	-	03.46	40.97	16.22	21.84	00.12	73.86	79.15	04.01
E3	8.00	4.19	78.00	01.20	-	00.94	53.16	11.22	21.89	00.15	80.14	86.42	03.13
E4	7.89	4.63	06.00	01.20	-	02.52	02.22	02.36	02.73	00.11	09.72	07.42	00.78
E5	8.32	3.88	68.00	00.40	00.80	08.43	26.33	20.06	26.57	00.10	77.63	73.06	02.89
E6	8.00	4.11	106.00	01.60	-	01.71	53.16	21.23	31.91	00.15	109.31	106.45	03.97
E7	7.54	2.40	26.00	05.20	-	06.89	23.33	06.14	05.82	00.15	38.09	35.44	00.31
E8	7.46	3.37	68.00	03.20	-	03.25	23.07	12.89	36.89	02.10	74.45	74.95	00.49
E9	7.87	3.65	38.00	02.00	-	05.22	28.00	06.20	11.74	00.10	45.22	46.04	02.82
E10	7.91	2.87	20.00	-	-	06.42	12.53	06.19	06.34	00.07	26.42	25.13	01.70
E11	7.90	2.40	06.00	-	-	04.53	02.50	02.52	03.43	01.48	10.53	09.93	00.32
E12	7.80	0.99	01.00	-	-	03.80	02.58	00.83	00.29	00.23	04.80	03.93	00.74
E13	7.60	1.63	01.00	-	-	03.33	02.50	01.69	01.50	00.60	04.33	06.29	01.03
E14	8.20	1.08	01.00	-	-	06.59	02.61	00.95	00.47	00.64	07.59	04.67	00.59
E15	7.60	4.19	54.00	-	-	16.69	42.59	17.31	16.43	00.07	70.69	76.40	04.36
E16	8.00	2.56	14.00	-	-	07.87	12.56	05.96	06.09	00.05	21.87	24.66	01.55
E17	7.05	1.61	04.00	-	-	05.60	05.90	01.02	02.54	00.01	09.60	09.47	00.64
E18	7.95	2.48	22.00	-	-	12.09	13.22	09.12	19.83	00.02	34.09	41.19	02.28
E19	7.35	0.99	02.00	-	-	12.17	06.71	03.93	02.49	00.02	14.17	13.15	01.17
E20	7.60	1.61	04.00	-	-	01.79	02.23	01.04	00.75	00.02	05.79	04.04	00.91
E21	7.80	1.14	02.00	-	-	15.19	12.22	03.01	02.52	00.02	17.19	17.77	01.33
E22	7.55	1.55	06.00	-	-	01.62	02.45	02.36	03.57	00.60	07.62	08.98	01.22
E23	7.65	1.26	04.00	-	-	03.98	05.11	00.98	02.56	00.10	07.98	08.75	01.50
E24	9.10	1.65	12.00	02.80	01.60	03.63	09.57	08.00	05.74	00.46	20.03	23.77	01.63
E25	9.50	1.55	06.00	-	-	00.77	03.96	00.92	02.77	00.41	06.77	08.06	01.66
E26	7.70	2.25	06.00	-	-	03.12	03.81	01.06	02.02	00.74	09.12	07.63	01.46
E27	9.05	0.92	02.00	04.00	02.40	02.86	05.17	01.98	02.54	00.12	11.26	09.81	00.68
E28	7.55	2.06	04.00	00.80	-	03.72	03.88	00.99	01.74	00.58	08.52	07.19	01.22
E29	6.30	2.61	26.00	-	-	03.12	06.17	05.46	10.17	01.41	29.12	23.21	02.31
E30	6.70	1.90	06.00	-	-	04.70	04.74	02.08	01.55	00.25	10.70	08.62	01.59
E31	6.70	1.55	06.00	-	-	05.56	05.52	02.98	02.49	00.25	11.56	11.24	01.27
E32	6.25	2.14	12.00	-	-	05.22	12.00	03.06	02.92	00.07	17.22	18.05	01.49

**Annexe 2.10 - Classes des eaux du lac Fetzara (02 au 14/10/ 1999).**



N° Echantillons	Cl <sup>-</sup> / SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Faciès chimique	Sig. A.B.	Classes	Qualité	Origines
E1	04.33	00.38	Cl/Ca	01.49	C4S1	Médiocre à mauvaise	O. Meboudja
E2	20.23	00.53	Cl/Ca	04.01	C4S1	Médiocre à mauvaise	Canal principal
E3	82.98	00.41	Cl/Ca	03.86	C4S1	Médiocre à mauvaise	Canal principal
E4	02.38	01.23	Cl/Na	01.81	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E5	08.06	01.01	Cl/Na	05.52	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E6	61.99	00.60	Cl/Ca	05.24	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E7	03.77	00.25	Cl/Ca	01.52	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E8	20.92	01.60	Cl/Na	08.70	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E9	07.28	00.42	Cl/Ca	02.84	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E10	03.11	00.50	Cl/Ca	02.07	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E11	01.32	01.37	Cl/Na	02.17	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E12	00.26	00.11	SO <sub>4</sub> /Ca	00.22	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E13	00.30	00.60	SO <sub>4</sub> /Ca	01.04	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E14	00.15	00.18	SO <sub>4</sub> /Ca	00.35	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E15	03.23	00.38	Cl/Ca	03.00	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E16	01.78	00.48	Cl/Ca	02.00	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E17	00.71	00.43	SO <sub>4</sub> /Ca	01.36	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E18	01.82	01.50	Cl/Na	05.93	C4S1	Médiocre à mauvaise	Puits
E19	00.16	00.37	SO <sub>4</sub> /Ca	01.08	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E20	02.23	00.33	Cl/Ca	00.59	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E21	00.13	00.20	SO <sub>4</sub> /Ca	00.91	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E22	03.70	01.45	Cl/Na	02.30	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E23	01.00	00.50	Cl/Ca	01.94	C3S1	Moyenne à bonne	Oued Zied
E24	03.30	00.60	Cl/Ca	01.77	C3S1	Moyenne à bonne	Oued Zied
E25	07.79	00.70	Cl/Ca	01.13	C3S1	Moyenne à bonne	Puits
E26	01.92	00.53	Cl/Ca	01.29	C3S1	Moyenne à bonne	Oued Zied
E27	00.70	00.49	SO <sub>4</sub> /Ca	01.34	C3S1	Moyenne à bonne	Oued Zied
E28	04.07	00.45	Cl/Ca	01.44	C3S1	Moyenne à bonne	Puits

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N° Echant.	pH	CE ms/cm à 25°C	Anions solubles (még./ l)				Cations solubles (még./ l)				Bilan ionique (még./l)		Résidu sec (g/l)
			Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>--</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	-	+	
E1	7.85	0.82	06.00	00.60	-	06.84	04.68	04.36	04.02	00.36	13.44	13.42	01.50
E4	7.85	0.97	10.00	01.32	-	09.41	08.09	04.17	06.36	00.58	20.73	19.20	01.10
E5	7.25	0.91	28.00	00.56	-	07.70	14.08	08.20	12.20	00.62	36.26	35.10	01.80
E6	7.85	0.92	38.00	01.08	-	13.69	18.24	11.71	20.69	00.20	52.77	50.84	00.60
E9	7.15	1.00	18.00	00.92	-	10.27	08.46	06.95	10.77	00.03	29.19	26.21	00.40
E10	7.10	1.10	26.00	01.16	-	09.41	10.82	08.14	18.57	00.11	36.57	37.64	01.60
E15	8.10	0.76	26.00	00.60	-	09.41	14.20	08.27	12.28	00.30	36.10	35.05	00.40
E16	7.90	0.72	16.00	00.60	-	20.11	13.99	08.13	12.33	00.69	36.71	35.14	00.50
E18	8.15	1.02	20.00	01.00	00.24	11.12	08.02	06.06	14.93	00.14	32.36	29.15	00.20
E22	7.08	0.93	10.00	01.00	-	05.13	06.91	03.80	05.70	00.04	16.13	16.81	00.60
E26	7.85	0.86	08.00	01.52	-	05.89	03.30	01.77	05.34	00.85	15.41	11.26	01.90
E27	7.65	0.62	02.00	00.52	-	03.99	03.41	04.21	03.05	00.19	06.51	10.86	00.70
E28	8.05	0.69	02.00	00.76	-	05.99	02.60	01.88	06.13	01.42	08.75	12.03	01.00
E32	7.10	0.41	10.00	00.60	-	14.55	09.74	04.28	07.49	00.04	25.15	21.55	00.40

**Annexe 2.12 - Classes des eaux du lac Fetzara (07/04/2000).**

N° Echantillons	Cl/ SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	Na <sup>+</sup> / Ca <sup>++</sup>	Faciès chimiques	SiAUB.	Classes	Qualité	Origines
E1	00.87	00.86	SO <sub>4</sub> /Ca	01.89	C3S1	Moyenne à médiocre	O. Meboudja
E4	01.06	00.78	Cl/Ca	02.57	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E5	03.63	00.86	Cl/Ca	03.66	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E6	02.77	01.13	Cl/Na	05.34	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E9	01.75	01.27	Cl/Na	03.88	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E10	02.76	01.71	Cl/Na	06.04	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E15	02.76	00.86	Cl/Ca	03.66	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E16	00.79	00.88	SO <sub>4</sub> /Ca	03.71	C2S1	Moyenne à bonne	Puits
E18	01.80	01.86	Cl/Na	05.63	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E22	01.95	00.82	Cl/Ca	02.46	C3S1	Moyenne à médiocre	Puits
E26	01.36	01.62	Cl/Na	03.35	C3S1	Moyenne à médiocre	Oued Zied
E27	00.50	00.89	SO <sub>4</sub> /Ca	01.56	C2S1	Moyenne à bonne	Oued Zied
E28	00.33	02.35	SO <sub>4</sub> /Na	04.11	C2S1	Moyenne à bonne	Puits
E32	00.68	00.77	SO <sub>4</sub> /Ca	02.83	C2S1	Moyenne à bonne	Oued Mélah

### Annexe 2.13 – Activités des espèces ioniques des eaux

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	K+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc
E1	0,00035488	0,01137496	0,0088721	0,003264	0,00938164	0,01249997	0,00162046
E2	0,00024353	0,00610695	0,00608822	0,00134878	0,00191403	0,00846427	0,00238191
E3	0,00119556	0,00731347	0,01027435	0,00211091	0,01492356	0,00866632	0,00102333
E4	0,00082596	0,0079843	0,00917736	0,00150968	0,01493524	0,00250544	0,01023822
E5	0,000391	0,01051597	0,00926064	0,00253639	0,01573084	0,00556891	0,00763237
E6	0,0003932	0,01237547	0,00659646	0,00319217	0,01833997	0,00069981	0,01260632
E7	0,00023238	0,00719469	0,003575	0,00220309	0,01039875	0,00373913	0,00110625
E8	0,00026491	0,00463593	0,00152833	0,00104945	0,00353201	0,00247731	0,00156978
E9	0,00028142	0,01459046	0,00662957	0,00435116	0,03505315	0,00022941	0,00132138
E10	0,00036059	0,01134894	0,00498177	0,00195001	0,00756786	0,00170802	0,01458916
E11	0,00011777	0,0063052	0,0039634	0,00149024	0,00875265	0,00369799	0,00118161
E12	0,00022469	0,00280864	0,00669753	0,00053148	0,00408889	0,0062242	0,00095407
E13	0,00256425	0,00507021	0,00327815	0,00100044	0,00925825	0,00264375	0,00164591
E14	0,00035667	0,00469306	0,00375445	0,00057725	0,00148594	0,00585886	0,00050947
E1	0,00017787	0,01408286	0,00234889	0,00254245	0,0099855	0,00477816	0,00450158
E2	0,00013984	0,01492031	0,00139306	0,00161359	0,00443652	0,0068535	0,00292995
E3	8,6346E-05	0,01041329	0,00196005	0,00211547	0,00436433	0,00575091	0,00278453
E4	6,5107E-05	0,01663014	0,00215317	0,00231129	0,00470757	0,00833454	0,00424751
E5	0,00010851	0,01285793	0,00365122	0,00390078	0,01313857	0,00580531	0,00332124
E6	5,2457E-05	0,01138317	0,00310545	0,00335725	0,01004108	0,0056386	0,00304275
E7	0,0001046	0,01069793	0,00782138	0,00802107	0,01796012	0,01052744	0,00347243
E8	0,00013278	0,01085936	0,00995362	0,01011959	0,01827654	0,0138336	0,00519483
E9	0,00016917	0,00934663	0,00534471	0,00559317	0,00987938	0,00824382	0,00502453
E10	0,00014422	0,01332611	0,00880716	0,00901868	0,00378021	0,02125851	0,00282477
E11	5,4634E-05	0,01559256	0,00296663	0,00319609	0,01045231	0,00640567	0,00470898
E12	6,6647E-05	0,01651745	0,00088863	0,00107191	0,01187985	0,00222303	0,00417929
E13	8,5926E-05	0,01521963	6,9815E-05	0,00033296	0,00889815	0,00220833	0,0027963
E14	9,8569E-05	0,0140844	0,00464369	0,00491749	0,0094822	0,01028747	0,0032482
E15	9,5378E-05	0,00804992	0,01209395	0,01233239	0,04341807	0,00580128	0,00197735
E16	0,00011778	0,01076126	0,00294462	0,00324979	0,01200563	0,00361934	0,00402356
E17	5,7218E-05	0,01287402	0,00125879	0,0016021	0,00556168	0,00525365	0,00258404
E18	9,9343E-05	0,01109333	0,00312379	0,00340527	0,01351449	0,00293053	0,00487525
E19	6,6391E-05	0,01314539	0,00259399	0,00279316	0,00523677	0,0076238	0,00350169
E20	8,5619E-05	0,01483355	0,0004388	0,00063679	0,00665707	0,00339827	0,00361676
E21	0,00010374	0,01563023	0,00010374	0,0003458	0,00888	0,00225813	0,00323679
E22	0,00016848	0,0167114	0,00349076	0,0036803	0,00615538	0,0107151	0,00363641
E23	0,00092055	0,01232884	0,00168768	0,00189042	0,00726899	0,00441202	0,00431257
E1	8,6947E-05	0,00493116	0,00070179	0,00193147	0,00413811	0,00155747	0,00303158
E2	0,00021136	0,00214879	0,00147509	0,00126814	0,00387294	0,00082272	0,00232824
E3	0,00119371	0,00430821	0,00381445	0,00156267	0,00819669	0,00143168	0,00519612
E4	0,00027904	0,00408098	0,00263926	0,00279623	0,00875845	0,00196353	0,00254548
E5	1,0779E-05	0,00806255	0,00219349	0,00174617	0,00853882	0,00094056	0,00553271
E6	0,00022095	0,0101158	0,00292522	0,00212307	0,01222258	0,00127838	0,00565398
E7	0,00017993	0,00290011	0,00372039	0,00676339	0,0161102	0,00174661	0,00444419
E8	3,6382E-05	0,00999603	0,00377466	0,00379285	0,01750162	0,00143393	0,00479795
E9	1,9708E-05	0,01173624	0,002769	0,00334547	0,01365637	0,00216108	0,00600637
E10	8,4993E-05	0,00482034	0,00200949	0,0009835	0,00774807	0,00103727	0,0010687
E11	2,1917E-05	0,00233413	0,00062463	0,00313409	0,00412299	0,00226041	0,00122966



**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	K+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc
E12	4,6013E-05	0,0042102	0,00171399	0,0013919	0,00639804	0,00081144	0,00244706
E13	1,0591E-05	0,0072758	0,00145622	0,00207048	0,00880712	0,00156195	0,00240878
E14	2,3156E-05	0,00778048	0,00088572	0,00122149	0,00746181	0,00105695	0,00244235
E15	0,00016257	0,01430606	0,00076025	0,00404988	0,01383963	0,00366343	0,00292239
E16	4,8982E-05	0,00852281	0,00041634	0,0026597	0,00771397	0,00101526	0,00497939
E17	1,184E-05	0,00576632	0,00147414	0,00114853	0,00502626	0,00166046	0,00267632
E18	3,2304E-05	0,01380447	0,00082375	0,00390875	0,01159549	0,00537307	0,00096014
E19	1,0189E-05	0,00326044	0,00023944	0,00315345	0,00623988	0,00116262	0,00149129
E20	1,1142E-05	0,00475773	0,0018329	0,00247915	0,00527923	0,00203729	0,00403915
E21	5,9013E-05	0,00161694	0,00163465	0,00061373	0,00300028	0,00070089	0,00177066
E22	4,5086E-05	0,0063301	0,00105952	0,00106854	0,00555728	0,00064798	0,00377807
E23	0,00011343	0,00831447	0,00060685	0,00190564	0,00888201	0,00193915	0,00069255
E1	0,00013951	0,01209756	0,00861478	0,00314397	0,01003496	0,00948805	0,00674349
E2	0,00015237	0,01199331	0,00730808	0,00265551	0,01641021	0,00562505	0,00441252
E3	0,00038031	0,00946125	0,01072739	0,00375203	0,02681067	0,00530851	0,00137271
E4	0,00013094	0,01094452	0,0066671	0,00117302	0,01908525	0,00310817	0,00145411
E5	5,9481E-05	0,00273613	0,00832309	0,0006373	0,01380326	0,00159313	0,00372688
E6	1,8891E-05	0,01218491	0,01047997	0,00261645	0,02744126	0,00440116	0,00215308
E7	2,2633E-05	0,00345154	0,00912679	0,00122784	0,01649858	0,00226204	0,00316078
E8	0,000275	0,00291667	0,00601667	0,00040833	0,00933333	0,0019425	0,00282333
E9	0,00010861	0,01034742	0,01437087	0,00450725	0,03848071	0,00385313	0,0020253
E10	8,5629E-06	0,00333951	0,00429427	0,00137434	0,00914972	0,00190428	0,00172701
E11	1,194E-05	0,0059222	0,00537297	0,0012716	0,01450814	0,00168859	0,00133797
E12	9,3473E-05	0,00397258	0,00372956	0,00091136	0,00639164	0,00177368	0,00340888
E13	0,00010851	0,01651477	0,00707466	0,00223525	0,02012845	0,00659207	0,0019305
E14	0,00019423	0,01294854	0,00934453	0,00479636	0,02394482	0,00707754	0,00332465
E15	0,00011766	0,01042634	0,00844425	0,00228076	0,02518352	0,00251288	0,00178475
E16	9,6653E-05	0,01488452	0,01892944	0,00342151	0,04443933	0,00512603	0,00499167
E17	0,00033553	0,0055589	0,00886431	0,00196783	0,01530432	0,00486459	0,00252521
E18	0,00021666	0,01339381	0,0097893	0,00335338	0,01928806	0,00886236	0,00288306
E19	0,00024741	0,01298926	0,01068006	0,00064946	0,03198052	0,0003295	0,0032562
E20	8,31E-06	0,00181157	0,00461204	0,00036979	0,00584501	0,00180026	0,002338
E1	0,00015526	0,00416083	0,00539252	0,00214252	0,01543946	0,00178036	0,00038599
E2	0,00011585	0,02108493	0,01977677	0,00782961	0,0724201	0,00178981	0,00041383
E3	0,00014434	0,02106466	0,02557782	0,00539848	0,08094092	0,00048772	0,00124524
E4	0,00012476	0,00309634	0,00125895	0,00133834	0,00519487	0,00109092	0,00103897
E5	0,00010303	0,02737579	0,01356426	0,01033418	0,06593775	0,00408717	0,00116361
E6	0,00015199	0,03233298	0,02693233	0,01075571	0,10459492	0,00084367	0,00157879
E7	0,00015541	0,00602975	0,0120854	0,00318064	0,02506297	0,00332084	0,00501259
E8	0,00209297	0,03676654	0,0114964	0,00642343	0,06822758	0,00163044	0,00321071
E9	9,9101E-05	0,01163451	0,01387421	0,00307215	0,03834144	0,00263345	0,00201797
E10	7,4301E-05	0,00672952	0,00664991	0,00328515	0,01877124	0,00301278	0,00187712
E11	0,00165133	0,00382706	0,0013947	0,00140586	0,00530543	0,0020028	0,00176848
E12	0,00029152	0,00036757	0,00163504	0,000526	0,00073253	0,0013918	0,00146505
E13	0,0006019	0,00150475	0,00125396	0,00084768	0,00099683	0,00165972	0,00199366
E14	0,00086081	0,00063216	0,00175525	0,00063888	0,00065498	0,00215816	0,00130996
E15	6,8258E-05	0,01602115	0,02076509	0,00843963	0,05534375	0,00855266	0,00204977
E16	4,9186E-05	0,00599086	0,00617777	0,00293149	0,0142279	0,00399906	0,00203256
E17	1,1011E-05	0,00279677	0,00324822	0,00056156	0,00359563	0,00251694	0,00179782

164

**Suite Annexe 2.13 – Activités des espèces ioniques des eaux**

N°	K+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc
E18	1,8441E-05	0,01828474	0,00609491	0,00420466	0,02371436	0,00651606	0,00215585
E19	2,206E-05	0,00274647	0,00370057	0,0021674	0,001794	0,00545824	0,001794
E20	2,634E-05	0,00098774	0,00146844	0,00068484	0,00273204	0,00061129	0,00136602
E21	2,0768E-05	0,00261682	0,00634475	0,00156282	0,00192316	0,0073032	0,00192316
E22	0,00062065	0,00369284	0,00126715	0,0012206	0,00579355	0,00078213	0,00193118
E23	0,00010657	0,00272812	0,00272279	0,00052218	0,00373732	0,00185932	0,00186866
E24	0,00042072	0,00524987	0,00437642	0,00365845	0,01302466	0,00196998	0,00477571
E25	0,00044512	0,00300725	0,00214959	0,0004994	0,0054861	0,00035202	0,00256018
E26	0,00090238	0,00246326	0,00232303	0,0006463	0,00468338	0,00121768	0,00218558
E27	0,00012826	0,0027148	0,0027629	0,00105813	0,00186236	0,00133159	0,00595956
E28	0,0006291	0,00188731	0,00210424	0,00053691	0,00366136	0,00170253	0,00073227
E29	0,00157873	0,01138701	0,00345417	0,00305669	0,02288868	0,00137332	0,00035213
E30	0,00029784	0,00184662	0,00282355	0,00123902	0,00485178	0,00190028	0,00161726
E31	0,00027339	0,00272294	0,00301819	0,00162939	0,00543871	0,00251994	0,0018129
E32	7,2197E-05	0,00301167	0,00618836	0,00157803	0,01162329	0,00252807	0,00193721
E1	0,00036027	0,00402299	0,00234174	0,00218162	0,00599553	0,00341745	0,00059955
E4	0,00060222	0,0066037	0,00419999	0,00216489	0,00961683	0,00452472	0,00126942
E5	0,00063008	0,01239832	0,00715444	0,00416665	0,02754484	0,00378742	0,0005509
E6	0,00020373	0,0210754	0,00928988	0,00596406	0,03729215	0,00671749	0,00105988
E9	3,1614E-05	0,01134932	0,00445753	0,00366192	0,01703177	0,00485879	0,00087051
E10	0,00010841	0,01830225	0,005332	0,00401132	0,02637488	0,00477284	0,00117673
E15	0,00030405	0,0124459	0,00719592	0,00419086	0,02564875	0,00464144	0,00059189
E16	0,00070508	0,01259942	0,00714785	0,00415382	0,01565038	0,00983529	0,00058689
E18	0,00014731	0,01570915	0,00421927	0,00318813	0,01895627	0,00526984	0,00117529
E22	3,9607E-05	0,00564401	0,00342107	0,00188134	0,01009822	0,00259019	0,00100982
E26	0,00098226	0,00617093	0,00190675	0,00102271	0,00675516	0,00248674	0,00128348
E27	0,00014242	0,00228618	0,00127801	0,00157784	0,00250086	0,00249461	0,00065022
E28	0,00119586	0,00516242	0,0010948	0,00079163	0,00231569	0,00346774	0,00087996
E32	4,3084E-05	0,00806739	0,00524542	0,00230497	0,00922912	0,00671419	0,00055375

## Annexe 2.14 – Calculs du logarithme des activités des espèces ioniques des eaux



**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	log10(FCK+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc	H+
E1	1,15605133	44991376	94405007	05197376	48625028	02772137	90309129	79036075
E2	0,46572166	61344956	21417532	21550956	87006042	71805104	07241048	62307553
E3	1,35764521	92242855	13587676	98824523	67553008	82612756	06216505	98998437
E4	1,35798496	08303968	09776223	03728229	82116228	82578724	60115838	98977569
E5	1,38052469	40781777	97815048	03335826	59578445	80324802	12542296	11734048
E6	1,44717137	40538588	90743829	18068928	49591431	17366013	15501692	89941175
E7	1,20075384	63381062	14298806	44672325	65696702	98301886	42723002	95614672
E8	0,73179437	57690077	33386272	81578226	97903629	45197833	60601945	80416085
E9	1,72849973	55064717	83593102	17851422	36139486	45527297	63939623	87897384
E10	1,06274595	44299232	94504473	30261662	17099640	91210267	57675058	98359697
E11	1,12591202	28967212	0030122	40193242	82674456	05786068	43203329	92752681
E12	0,79537803	16484136	35515036	21740852	82745118	38839469	20591663	02041781
E13	1,15030177	59104038	29497332	48437053	99980708	03347023	57778032	17835936
E14	0,35577474	44773021	32854372	42545371	23863859	82799726	23218692	29288476
E1	1,18314248	74990516	85130903	62913774	59474721	00063022	32073928	34663491
E2	0,83081495	85435522	82622221	85602821	79220723	35295725	16408723	53313972
E3	0,82368984	06375929	98241199	70773344	67459321	36008229	24026361	55524807
E4	0,85656975	18637368	77910422	66692072	63614532	32720229	50791182	37186572
E5	1,30232096	96454726	89082829	14375622	94088483	68814512	42361745	64786995
E6	1,18555347	28019653	94373622	50787482	47401656	99821953	24882875	51673347
E7	1,43808198	98045993	97070009	10671621	09576753	74569072	97767722	45936648
E8	1,44566669	87687336	96419521	00201896	99948369	87381060	18590642	32844288
E9	1,17850257	77167742	02934521	27207622	25234121	00527023	08387162	29890471
E10	0,76128902	84096857	78529659	05516435	04485699	42248368	67246722	54901676
E11	1,20298509	26253653	80708256	52773622	49538066	98078762	11934352	93270728
E12	1,25858351	17621687	82057080	51278026	96984073	92518929	65305564	37889779
E13	1,13307233	06587578	81759592	15605241	47760407	05070027	65593527	55341681
E14	1,16068189	00626019	85126173	33313624	30825635	02309081	98769162	48835764
E15	1,82144349	02055120	94208659	174318	59089525	73623295	23647606	70391581
E16	1,26315757	92891036	96813629	53097036	48814435	92061523	44137029	39538975
E17	0,92897868	24246848	89028526	90004527	79531045	25479402	27953925	87700430
E18	1,31457221	00286169	54938024	50531767	46784894	86920052	53305409	31200294
E19	0,90283579	17789176	88122657	58603246	55390442	28093621	11782824	45572207
E20	1,00705569	06742806	82875432	35773489	19600108	17671702	14687426	54416804
E21	1,13218567	98405184	80603466	98405184	46117302	05158703	64625112	48988495
E22	0,97302769	77344414	77698719	45708059	43411692	21074501	97000321	43932715
E23	1,04524663	03595095	90907721	77270952	72344121	13852607	35536232	36526374
E1	0,80057423	06074356	30705109	15379325	71411122	38319847	80757928	51833182
E2	0,77181341	67498321	66780522	83118024	89683256	41195926	08474802	63297203
E3	1,09741121	92310122	36570327	41856855	80613129	08636149	84415525	28432166
E4	1,12620031	5433163	38923525	57851702	15534272	90575725	97069614	25942306
E5	1,11517037	96742823	09352724	65886452	75791392	06860233	02661325	25706207
E6	1,27093573	65570041	99499926	53384024	67303596	91283624	89333925	24764537
E7	1,39087371	74488752	15375852	74294112	16983557	79289829	75780508	35220771
E8	1,42685084	43911026	00017255	42312225	42103419	75692126	84347124	31894423
E9	1,31910809	70535278	93047102	15576764	47554318	64664616	66533007	22138757
E10	1,07296644	07061465	31692228	69691469	00722767	11080656	98410954	97114456

**Suite Annexe 2.14 – Calculs du logarithme des activités des espèces ioniques des eaux**



**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	log10(FCK+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc	H+
E11	0,79898503659224676318750620437921503888623384787676458125,9102136,54							
E12	0,98981961,3371187,3756976876599249856393291939538,090744216113558959							
E13	1,128606429750752313811902983677323683929027055166288063340246182028636							
E14	1,056616856353322610899368052701529131105,12715525975945256121915858							
E15	1,3248970978896258844479911190443273925580885887561436112025342618,63							
E16	1,071050733099664106941786380547495751665811272197993420693028239484							
E17	0,885017459266302,239101238314609249398585629875525779771555724628235							
E18	1,24806199490747-1,85998023084206224079616393571021269777370176678148							
E19	0,978948999918742248672484620806255012134620482321934562488264372422							
E20	0,906343589530280632260018736862156056980427742912690947543937105429							
E21	0,66093481,2290552,7913052478657593212022365228379,154352887518652437							
E22	0,928634973459566919858958974888229712082425513783188436234227298,3							
E23	1,132284139452695508016558216915277199602705148852712387861595458955							
E1	1,185288358553929291730227064755265025216,998484250228222117111507,56							
E2	1,39888681817114669210612,1361966857585281778488529249873233553130471							
E3	1,612080294198678602405155969506084257331957169241275027228624224569							
E4	1,464470528829228996080321176062939306956871930228507495278374015,79							
E5	1,323754232256216275628632407971527195658448600184277977492542865477178							
E6	1,62217674,723737219141774,9796392,582287445615962,3564332,6669397866							
E7	1,4012192116452564246198657039682049108566878255349645499265002057194							
E8	1,15380948560667215351132,2206440538898517029963227116389275492378493							
E9	1,76901581964136349851677484251621346088244147568941418522693510496							
E10	1,14518034067381454763162436711052186190642103859236720268217627054,15							
E11	1,345384299229984,22751623269785298956488,83838841772476288735528212							
E12	0,989385340293152540092622428342850403112319438736751124374673886306							
E13	1,48758305964542077821274215029448650674856961896518097825714329887							
E14	1,562984357116878588777921029442463190885962078825150117824782544988							
E15	1,58488916929377239818682,073438246419200459888354599828687484237795							
E16	1,83154021014785928272652,722862354657826635223249290219273017538215							
E17	1,368586644742702325501148052355287060122281518606312954085977027286							
E18	1,469061236642120887309526009248284745176571471147052450235401467364							
E19	1,688658196065751,88641569971426481874456949511451482149523487289777							
E20	0,95055816080400277419437833610729432040262332145277446638563115457,55							
E1	1,372404928089542438081952268207286690752581136728749491394134277746							
E2	2,0436318493609927676027887038442510625966140140267471928,3831789198							
E3	2,0919408584060012676445625921364,26772852091831853118286,90474521							
E4	0,89934703903921275091512189999158873432528442567962206279833956789							
E5	2,002906849870248556263331,867603999857239218086526388577299341938232							
E6	2,20328329818189784903542456972607968361049804894810738292680167529							
E7	1,582805198085322421970061917738254974852260096721478751632999375154							
E8	2,017732656792366,434547249394382,19223298166040057876956,4933989946							
E9	1,767441440039199193425181857791885125582241633156579474656950857687							
E10	1,45726574,12900727172016251771842348344475726507-2,52103196726507-7,91							
E11	0,908493421782166274171345278555186785205824275279266983622,7524005719							
E12	0,0485955253533298434662227864718,279012721351772885642357834147788							
E13	0,182393992204744,8225342990171564071768940013782177996448700348726							
E14	5,0714E-08,065090951991730675566041194577311837726566591723882742652							
E15	1,92684134,165845817953062968266621073676782569314,06789822688295766							
E16	1,336913541308157272225105820916823532911611846859293980424969195723							
E17	0,7395484395817625553342234883545325060627444224275991265237452545705							

**Suite Annexe 2.14 – Calculs du logarithme des activités des espèces ioniques des eaux**

N°	log10(FCK+	Na+	Ca++	Mg++	Cl-	SO4--	Alc	H+	
E18	1,55878406	7342039	14737911	23215032	28376269	1,6249886	22186014	29666381	7,95
E19	0,43759448	6563939	25561224	2,431731	23664061	2,7461782	22262947	23746178	7,235
E20	0,62025931	15793873	3,005356	23833142	42164413	25563513	39213750	25864543	7,96
E21	0,46778846	6825972	5,822264	25197585	28060904	27159842	24136486	26715984	7,48
E22	0,94671734	20715662	34326396	26897171	29913425	27237055	36106721	29714176	6,255
E23	0,75633296	9723772	24564137	28564986	34282181	26427439	24730646	25728469	7,365
E24	1,29853901	13760053	23279851	27358881	22436703	17885233	29705538	2,320962	2,261
E25	0,92303668	3515266	22521830	21667645	39301552	25260736	32453426	25591729	2,245
E26	0,85433172	0446082	26084892	24633945	53189564	24329440	28914467	23660434	7,7
E27	0,45383716	8919142	2,566262	23558635	2,9754602	25729935	24875629	2,224785	9,605
E28	0,74741539	2012782	2,724157	25676904	36270101	2,436357	21768904	35135327	7,155
E29	1,54339321	18016923	11943590	27461656	25514748	78640379	29862228	34453292	6,43
E30	0,86967401	5260134	28733621	29549205	24906920	24314098	29721182	28791219	6,47
E31	0,91926858	5632219	25649626	25520252	21787975	23264504	22598610	28741625	6,87
E32	1,24910176	14147792	75211931	26208424	26801884	58934670	24597211	28712822	6,25
E1	0,96160045	4433742	24395450	29630460	29661220	25222172	25466297	39222172	7,585
E4	1,16680461	2202420	2180212	2,376751	29664563	25016968	29344408	26896394	7,585
E5	1,623813-3	2006053	6906637	22145424	29380213	19559959	2,421657-3	2,589297	7,25
E6	1,75539016	6909545	9676224	29031989	25224457	68428382	24172792	26897474	2,785
E9	1,41503246	5001244	12945029	27350905	21436290	87768740	24313472	3,060224	9,215
E10	1,60496323	9649147	97374952	27273110	21396713	17578809	27321223	29929324	8,31
E15	1,59283886	5170508	3904973	22142913	24377696	87590933	24333347	56227755	8,31
E16	1,37829766	1517633	1,899649	22145824	27381551	84805475	24007212	34231443	7,79
E18	1,46152552	8317791	18803847	21374762	25496464	59722247	28278202	28929855	8,15
E22	1,18801752	4022262	32484118	26465838	27725533	12995755	28586667	21995755	7,808
E26	1,01340806	0077714	26209649	22719706	24990247	21170364	24604369	23891611	0,485
E27	0,58186273	8464352	36408882	29893464	25801936	2360191	-2,602997-8	1,869367	5,565
E28	0,54845278	9223192	25287147	22960664	34101479	24635319	22459953	39055536	8,305
E32	1,14893309	3656882	2,093267	28280219	23637335	22034839	21173006	31256688	7,61

## Annexe 2 .15 – Calculs des alcalinités résiduelles des eaux.

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

St	PC	AR ±	AR ±2	St	PC	AR ±	AR ±2
E1	14,322703	0,01612273	0,006762	E15	-	-	-
E2	2,9222854	0,00979454	0,007134	E16	12,4649104	0,0050306	0,0020324
E3	22,7947933	0,01932326	0,0121271	E17	11,3294413	0,0040709	0,0027948
E4	-	-	-	E18	21,1298494	0,014103	0,00872916
E5	22,8026284	0,00811611	0,0033362	E19	11,77424	0,0041467	0,0021723
E6	24,017023	0,0108891	0,0050489	E20	7,6792223	0,0027396	0,0004986
E7	26,00087	-0,002866	0,0001303	E21	17,7036143	0,0068723	0,0023279
E8	15,874442	0,00604375	0,0034345	E22	9,2284147	0,0031242	0,0013765
E9	5,3622077	0,0146889	0,0124674	E23	0,0401754	0,0023733	0,0014470
E10	23,3179759	0,01193776	0,0114789	E24	4,2873053	0,0144864	05
E11	11,32438	0,00423262	0,00094167	E25	8,48466291	0,0012392	0,0002497
E12	13,3632462	0,0067419	0,000308	E26	13,367462	0,0002115	0,00033715
E13	8,2427789	0,01244099	7,4274E-06	E27	15,31042	0,0194806	0,0044003
E14	14,1121204	-0,0009104	0,0002709	E28	25,0545387	0,0022364	0,0006647
E15	2,29887154	0,0009942	0,00071629	E29	40,0320203	0,0020207	0,0004034
E16	15,2432361	0,0001919	0,0000031	E30	29,1397197	0,0118800	0,0066375
E17	-	-	-	E31	-	-	-
E18	6,7752759	0,0004382	0,0126381	E32	21,0743444	0,0122191	0,0073303
E19	6,6620091	0,0011356	0,0100625	E33	41,802941	0,0188086	0,0100455
E20	3,8794494	-5,8E-08	-	E34	21,1049774	0,0129208	0,0106971
E21	20,526037	0,0039912	0,0102943	E35	18,426121	0,02621	0,003531
E22	-	-	-	E36	-	-	-
E23	15,3202872	0,00218816	0,0003904	E37	28,751088	0,0047146	0,0100101
E24	27,459144	0,01217033	0,0088456	E38	13,964817	0,0066153	0,0002046
E25	27,040112	0,0147134	0,0122647	E39	22,1332362	0,0044794	0,0002079
E26	15,802136	0,0066448	0,0126276	E40	9,7384697	0,0040252	0,0003287
E27	5,773036	0,0147804	0,0272748	E41	20,734443	0,0122182	0,0004032
E28	15,9282413	0,00122427	0,01128707	E42	26,528138	0,0152442	0,0012054
E29	18,1372121	0,0040202	0,0064807	E43	28,4633991	0,01532375	-0,00078
E30	13,3822864	0,0002667	0,0070733	E44	67,8494854	-0,0228672	0,0226151
E31	14,4771869	0,0003918	0,01433375	E45	21,3641193	0,0132024	0,00047423
E32	66,2892249	0,0222105	0,0200796	E46	29,4402645	0,0166934	0,0010267
E33	18,3209911	0,00386269	0,002273	E47	48,028782	0,01920291	0,01744492
E34	8,4932689	0,0437E-01	0,0257375	E48	5,2292966	0,0008807	0,0028154
E35	-	-	-	E49	-	-	-
E36	20,650443	0,0037224	0,0048872	E50	23,734393	0,0039966	0,0003934
E37	7,9953181	0,00146281	0,0156133	E51	10,548394	0,0131375	-0,025681
E38	10,1637889	0,0027916	0,0025269	E52	123,577897	0,0091104	0,0489486
E39	13,5728819	0,0020291	0,0075457	E53	7,9134781	0,0044789	0,00070292
E40	9,3980314	-0,0002453	0,018825	E54	105,671239	0,0226491	0,01779056
E41	11,040475	0,0009170	0,0197412	E55	159,693031	0,01528387	0,0109854
E42	6,31779289	0,000628	0,0047829	E56	28,2633017	0,0191021	0,0121603
E43	5,9130169	0,0002193	0,0002249	E57	104,147384	0,0197086	-0,01212
E44	12,5444306	0,0004379	0,0004368	E58	28,2281311	0,0227504	0,0204034
E45	13,3721138	0,00273003	0,0011942	E59	28,6293051	0,0144249	0,00239712
E46	13,040734	0,00114571	0,0003693	E60	8,10815419	0,0012293	0,0028447
E47	18,610204	0,0001844	0,0023603	E61	1,11839366	0,0180323	0,00027056
E48	24,5462	0,00296939	0,004962	E62	1,3731274	0,00151426	0,00281513
E49	26,7208284	0,00271317	0,0001165	E63	1	0,00220055	0,0011376
E50	20,850094	0,0004006	0,0047903	E64	84,4681922	0,0348041	0,0223739
E51	11,2044915	-	-	E65	15,0171,206292	-	-
E52	-	-	-	E66	0,0022028	0,0023284	0,0023287
E53	6,2948444	05	0,00450123	E67	5,49869329	0,00699632	0,0023126
E54	9,7825125	0,0006802	0,0044194	E68	26,246268	0,0023286	0,0028614

**Suite Annexe 2.15 – Calculs des alcalinités résiduelles des eaux.**

IP	FC	AR c	AR c+g
E19	2,73901512	-	0,00560714 0,00530933
E20	4,1718334	0,00157087	- 0,00034828
E21	2,93621672	0,01076633	- 0,00344007
E22	8,34539617	0,00060312	- 0,00096114
E23	5,70601506	0,00357691	- 0,00014172
E24	19,8856121	0,00397713	-3,7199E 05
E25	8,37599918	0,00173899	- 0,00103494
E26	7,15042199	0,00246048	-2,5125E 05
E27	2,94339447	0,00043377	- 0,00309695
E28	5,5900455	0,00347621	-7,1139E 05
E29	34,94566394	0,00655621	- 0,00380957
E30	7,40753927	0,00402963	- 0,00022927
E31	8,30364028	-	- 0,00081639
		0,00422348	
E32	17,7460502	-0,0104395	- 0,00538336
E1	9,1537736	0,00403393	- 0,00275098
E4	14,682654	0,00713056	- 0,00191837
E5	42,0545464	0,01375798	- 0,00618315
E6	56,9364141	0,01751988	-0,0040849
E9	26,003536	0,00304456	- 0,00167301
E10	40,2682891	0,00948727	- 5,8413605
E15	39,1596511	0,01379994	- 0,00451707
E16	23,8944817	0,01370881	- 0,00596177
E19	28,9417957	0,00726325	- 0,00327644
E22	15,4176247	0,00583231	- 0,00065192
E26	10,313546	0,00253002	- 0,00244346
E27	3,81823495	-0,019950	- 0,00303340
E28	3,5351534	0,00110864	- 0,00562584
E32	14,0907153	0,0093709	- 0,00349128

## Annexe 2.16 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = +9,76).



**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	log(Ca)+2pH	log(pCO <sub>2</sub> )	logQ (PAI)	logKps calcite	N°	log(Ca)+2pH	log(pCO <sub>2</sub> )	logQ (PAI)	logKps calcite
E1	12,377	-2,874	9,503	+9,76	E13	13,619	-3,598	10,021	+9,76
E2	12,485	-2,794	9,691	+9,76	E14	13,865	-3,809	10,056	+9,76
E3	12,468	-3,068	9,4	+9,76	E15	13,803	-3,824	9,979	+9,76
E4	14,144	-2,926	11,218	+9,76	E16	14,023	-3,799	10,224	+9,76
E5	13,934	-2,963	10,971	+9,76	E17	13,614	-3,53	10,084	+9,76
E6	14,229	-2,951	11,278	+9,76	E18	12,588	-3,654	8,934	+9,76
E7	11,657	-2,781	8,876	+9,76	E19	11,566	-2,285	9,281	+9,76
E8	10,419	-2,145	8,274	+9,76	E20	11,762	-2,705	9,057	+9,76
E9	11,951	-2,764	9,187	+9,76	E21	11,401	-2,312	9,089	+9,76
E10	13,547	-2,573	10,974	+9,76	E22	11,623	-3,305	8,318	+9,76
E11	13,486	-3,652	9,834	+9,76	E23	12,622	-2,376	10,246	+9,76
E12	13,572	-3,701	9,871	+9,76	E1	12,906	-2,709	10,197	+9,76
E13	10,846	-2,199	8,647	+9,76	E2	13,037	-3,216	9,821	+9,76
E14	12,829	-3,701	9,128	+9,76	E3	13,08	-3,265	9,815	+9,76
E1	11,354	-2,131	9,223	+9,76	E4	13,185	-2,848	10,337	+9,76
E2	12,356	-2,943	9,413	+9,76	E5	12,975	-2,987	9,988	+9,76
E3	12,77	-3,088	9,682	+9,76	E6	13,526	-3,091	10,435	+9,76
E4	12,517	-2,791	9,726	+9,76	E7	13,358	-3,105	10,253	+9,76
E5	12,469	-2,748	9,721	+9,76	E8	12,981	-2,976	10,005	+9,76
E6	12,547	-2,85	9,697	+9,76	E9	13,662	-3,539	10,123	+9,76
E7	12,956	-2,87	10,086	+9,76	E10	13,689	-3,63	10,059	+9,76
E8	12,965	-2,671	10,294	+9,76	E11	13,422	-3,143	10,279	+9,76
E9	12,976	-2,773	10,203	+9,76	E12	13,202	-3,232	9,97	+9,76
E10	13,073	-3,042	10,031	+9,76	E13	13,328	-3,024	10,304	+9,76
E11	13,083	-2,958	10,125	+9,76	E14	13,496	-3,356	10,14	+9,76
E12	11,267	-2,293	8,974	+9,76	E15	14,166	-3,17	10,996	+9,76
E13	11	-2,869	8,131	+9,76	E16	13,313	-3,107	10,206	+9,76
E14	13,072	-3,051	10,021	+9,76	E17	12,853	-2,835	10,018	+9,76
E15	13,037	-3,078	9,959	+9,76	E18	13,112	-2,848	10,264	+9,76
E16	13,174	-3,045	10,129	+9,76	E19	12,505	-2,79	9,715	+9,76
E17	12,825	-3,238	9,587	+9,76	E20	12,372	-3,5	8,872	+9,76
E18	12,926	-2,82	10,106	+9,76	E1	13,86	-4,1	9,76	+9,76
E19	12,475	-2,805	9,67	+9,76	E2	14,008	-3,655	10,353	+9,76
E20	12,023	-2,89	9,133	+9,76	E3	12,665	-3,466	9,199	+9,76
E21	11,426	-2,934	8,492	+9,76	E4	14,363	-4,004	10,359	+9,76
E22	12,659	-2,85	9,809	+9,76	E5	14,003	-3,571	10,432	+9,76
E23	12,221	-2,645	9,576	+9,76	E6	12,801	-2,504	10,297	+9,76
E1	14,09	-3,902	10,188	+9,76	E7	12,588	-2,64	9,948	+9,76
E2	11,199	-2,34	8,859	+9,76	E8	13,521	-3,251	10,27	+9,76
E3	11,043	-1,764	9,279	+9,76	E9	13,317	-3,284	10,033	+9,76
E4	11,685	-2,473	9,212	+9,76	E10	12,687	-3,25	9,437	+9,76
E5	11,475	-2,061	9,414	+9,76	E11	12,607	-3,217	9,39	+9,76
E6	11,336	-1,94	9,396	+9,76	E12	12,072	-2,883	9,189	+9,76
E7	11,599	-2,153	9,446	+9,76	E13	13,405	-3,676	9,729	+9,76
E8	13,967	-3,325	10,642	+9,76	E14	13,077	-3	10,077	+9,76
E9	13,839	-3,227	10,612	+9,76	E15	13,456	-3,336	10,12	+9,76
E10	11,616	-2,836	8,78	+9,76	E16	11,344	-2,393	8,951	+9,76
E11	13,616	-4,079	9,537	+9,76	E17	13,294	-3,27	10,024	+9,76
E12	14,184	-3,827	10,357	+9,76	E18	11,928	-2,705	9,223	+9,76

**Suite Annexe 2.16 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = +9,76).**



N°	$\log(\text{Ca})+2\text{pH}$	$\log(\text{pCO}_2)$	$\log Q$ (PAI)	$\log K_{ps}$ calcite
E19	12,187	-3,046	9,141	+9,76
E20	13,027	-3,142	9,885	+9,76
E21	11,989	-2,854	9,135	+9,76
E22	12,489	-2,975	9,514	+9,76
E23	15,518	-4,199	11,319	+9,76
E24	16,097	-4,866	11,231	+9,76
E25	12,536	-2,955	9,581	+9,76
E26	15,256	-3,957	11,299	+9,76
E27	12,194	-3,275	8,919	+9,76
E28	9,848	-2,375	7,473	+9,76
E29	10,6	-2,088	8,512	+9,76
E30	13,52	-4,143	9,377	+9,76
E31	10,605	-2,043	8,562	+9,76
E32	9,995	-1,585	8,41	+9,76
E1	12,775	-3,681	9,094	+9,76
E4	12,991	-3,37	9,621	+9,76
E5	12,006	-3,155	8,851	+9,76
E6	13,265	-3,499	9,766	+9,76
E9	11,599	-2,838	8,761	+9,76
E10	11,562	-2,668	8,894	+9,76
E15	13,698	-3,994	9,704	+9,76
E16	13,234	-3,783	9,451	+9,76
E18	13,562	-3,726	9,836	+9,76
E22	11,408	-2,686	8,722	+9,76
E26	12,706	-3,343	9,363	+9,76
E27	12,152	-3,427	8,725	+9,76
E28	12,848	-3,7	9,148	+9,76
E32	11,55	-2,979	8,571	+9,76

**Annexe 2.17 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux  
( $\log K_{ps}$  calcite = -8,37).**

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

M	log <sub>10</sub> Kps	log <sub>10</sub> Kps	log <sub>10</sub> Kps	M	log <sub>10</sub> Kps	log <sub>10</sub> Kps	log <sub>10</sub> Kps
M1	-8,128	-8,143	-8,153	M2	-8,277	-8,296	-8,311
M2	-8,155	-8,158	-8,164	M3	-8,189	-8,201	-8,211
M3	-8,136	-8,136	-8,131	M4	-8,179	-8,196	-8,206
M4	-8,157	-8,166	-8,163	M5	-8,185	-8,211	-8,218
M5	-8,136	-8,141	-8,141	M6	-8,146	-8,143	-8,151
M6	-8,122	-8,141	-8,143	M7	-8,249	-8,147	-8,166
M7	-8,143	-8,143	-8,154	M8	-8,161	-8,166	-8,167
M8	-8,179	-8,181	-8,186	M9	-8,176	-8,184	-8,179
M9	-8,154	-8,143	-8,141	M10	-8,144	-8,151	-8,158
M10	-8,161	-8,143	-8,154	M11	-8,136	-8,144	-8,144
M11	-8,152	-8,134	-8,136	M12	-8,185	-8,171	-8,171
M12	-8,134	-8,143	-8,143	M13	-8,184	-8,188	-8,190
M13	-8,171	-8,174	-8,184	M14	-8,135	-8,137	-8,133
M14	-8,131	-8,134	-8,134	M15	-8,131	-8,137	-8,133
M15	-8,132	-8,134	-8,134	M16	-8,131	-8,134	-8,134
M16	-8,131	-8,134	-8,134	M17	-8,131	-8,134	-8,134
M17	-8,131	-8,134	-8,134	M18	-8,131	-8,134	-8,134
M18	-8,131	-8,134	-8,134	M19	-8,131	-8,134	-8,134
M19	-8,131	-8,134	-8,134	M20	-8,131	-8,134	-8,134
M20	-8,131	-8,134	-8,134	M21	-8,131	-8,134	-8,134
M21	-8,131	-8,134	-8,134	M22	-8,131	-8,134	-8,134
M22	-8,131	-8,134	-8,134	M23	-8,131	-8,134	-8,134
M23	-8,131	-8,134	-8,134	M24	-8,131	-8,134	-8,134
M24	-8,131	-8,134	-8,134	M25	-8,131	-8,134	-8,134
M25	-8,131	-8,134	-8,134	M26	-8,131	-8,134	-8,134
M26	-8,131	-8,134	-8,134	M27	-8,131	-8,134	-8,134
M27	-8,131	-8,134	-8,134	M28	-8,131	-8,134	-8,134
M28	-8,131	-8,134	-8,134	M29	-8,131	-8,134	-8,134
M29	-8,131	-8,134	-8,134	M30	-8,131	-8,134	-8,134
M30	-8,131	-8,134	-8,134	M31	-8,131	-8,134	-8,134
M31	-8,131	-8,134	-8,134	M32	-8,131	-8,134	-8,134
M32	-8,131	-8,134	-8,134	M33	-8,131	-8,134	-8,134
M33	-8,131	-8,134	-8,134	M34	-8,131	-8,134	-8,134
M34	-8,131	-8,134	-8,134	M35	-8,131	-8,134	-8,134
M35	-8,131	-8,134	-8,134	M36	-8,131	-8,134	-8,134
M36	-8,131	-8,134	-8,134	M37	-8,131	-8,134	-8,134
M37	-8,131	-8,134	-8,134	M38	-8,131	-8,134	-8,134
M38	-8,131	-8,134	-8,134	M39	-8,131	-8,134	-8,134
M39	-8,131	-8,134	-8,134	M40	-8,131	-8,134	-8,134
M40	-8,131	-8,134	-8,134	M41	-8,131	-8,134	-8,134
M41	-8,131	-8,134	-8,134	M42	-8,131	-8,134	-8,134
M42	-8,131	-8,134	-8,134	M43	-8,131	-8,134	-8,134
M43	-8,131	-8,134	-8,134	M44	-8,131	-8,134	-8,134
M44	-8,131	-8,134	-8,134	M45	-8,131	-8,134	-8,134
M45	-8,131	-8,134	-8,134	M46	-8,131	-8,134	-8,134
M46	-8,131	-8,134	-8,134	M47	-8,131	-8,134	-8,134
M47	-8,131	-8,134	-8,134	M48	-8,131	-8,134	-8,134
M48	-8,131	-8,134	-8,134	M49	-8,131	-8,134	-8,134
M49	-8,131	-8,134	-8,134	M50	-8,131	-8,134	-8,134
M50	-8,131	-8,134	-8,134	M51	-8,131	-8,134	-8,134
M51	-8,131	-8,134	-8,134	M52	-8,131	-8,134	-8,134
M52	-8,131	-8,134	-8,134	M53	-8,131	-8,134	-8,134
M53	-8,131	-8,134	-8,134	M54	-8,131	-8,134	-8,134
M54	-8,131	-8,134	-8,134	M55	-8,131	-8,134	-8,134
M55	-8,131	-8,134	-8,134	M56	-8,131	-8,134	-8,134
M56	-8,131	-8,134	-8,134	M57	-8,131	-8,134	-8,134
M57	-8,131	-8,134	-8,134	M58	-8,131	-8,134	-8,134
M58	-8,131	-8,134	-8,134	M59	-8,131	-8,134	-8,134
M59	-8,131	-8,134	-8,134	M60	-8,131	-8,134	-8,134
M60	-8,131	-8,134	-8,134	M61	-8,131	-8,134	-8,134
M61	-8,131	-8,134	-8,134	M62	-8,131	-8,134	-8,134
M62	-8,131	-8,134	-8,134	M63	-8,131	-8,134	-8,134
M63	-8,131	-8,134	-8,134	M64	-8,131	-8,134	-8,134
M64	-8,131	-8,134	-8,134	M65	-8,131	-8,134	-8,134
M65	-8,131	-8,134	-8,134	M66	-8,131	-8,134	-8,134
M66	-8,131	-8,134	-8,134	M67	-8,131	-8,134	-8,134
M67	-8,131	-8,134	-8,134	M68	-8,131	-8,134	-8,134
M68	-8,131	-8,134	-8,134	M69	-8,131	-8,134	-8,134
M69	-8,131	-8,134	-8,134	M70	-8,131	-8,134	-8,134
M70	-8,131	-8,134	-8,134	M71	-8,131	-8,134	-8,134
M71	-8,131	-8,134	-8,134	M72	-8,131	-8,134	-8,134
M72	-8,131	-8,134	-8,134	M73	-8,131	-8,134	-8,134
M73	-8,131	-8,134	-8,134	M74	-8,131	-8,134	-8,134
M74	-8,131	-8,134	-8,134	M75	-8,131	-8,134	-8,134
M75	-8,131	-8,134	-8,134	M76	-8,131	-8,134	-8,134
M76	-8,131	-8,134	-8,134	M77	-8,131	-8,134	-8,134
M77	-8,131	-8,134	-8,134	M78	-8,131	-8,134	-8,134
M78	-8,131	-8,134	-8,134	M79	-8,131	-8,134	-8,134
M79	-8,131	-8,134	-8,134	M80	-8,131	-8,134	-8,134
M80	-8,131	-8,134	-8,134	M81	-8,131	-8,134	-8,134
M81	-8,131	-8,134	-8,134	M82	-8,131	-8,134	-8,134
M82	-8,131	-8,134	-8,134	M83	-8,131	-8,134	-8,134
M83	-8,131	-8,134	-8,134	M84	-8,131	-8,134	-8,134
M84	-8,131	-8,134	-8,134	M85	-8,131	-8,134	-8,134
M85	-8,131	-8,134	-8,134	M86	-8,131	-8,134	-8,134
M86	-8,131	-8,134	-8,134	M87	-8,131	-8,134	-8,134
M87	-8,131	-8,134	-8,134	M88	-8,131	-8,134	-8,134
M88	-8,131	-8,134	-8,134	M89	-8,131	-8,134	-8,134
M89	-8,131	-8,134	-8,134	M90	-8,131	-8,134	-8,134
M90	-8,131	-8,134	-8,134	M91	-8,131	-8,134	-8,134
M91	-8,131	-8,134	-8,134	M92	-8,131	-8,134	-8,134
M92	-8,131	-8,134	-8,134	M93	-8,131	-8,134	-8,134
M93	-8,131	-8,134	-8,134	M94	-8,131	-8,134	-8,134
M94	-8,131	-8,134	-8,134	M95	-8,131	-8,134	-8,134
M95	-8,131	-8,134	-8,134	M96	-8,131	-8,134	-8,134
M96	-8,131	-8,134	-8,134	M97	-8,131	-8,134	-8,134
M97	-8,131	-8,134	-8,134	M98	-8,131	-8,134	-8,134
M98	-8,131	-8,134	-8,134	M99	-8,131	-8,134	-8,134
M99	-8,131	-8,134	-8,134	M100	-8,131	-8,134	-8,134

**Suite Annexe 2.17 – Calculs des équilibres solution-calcite des eaux (logKps calcite = -8,37).**

N°	log(CO3)	log(Ca)	logQ (PAI)	logKps calcite
E17	-5,466	-2,544	-8,01	-8,37
E18	-6,423	-2,756	-9,179	-8,37
E19	-5,501	-2,606	-8,107	-8,37
E20	-6,135	-2,772	-8,907	-8,37
E21	-5,976	-3,013	-8,989	-8,37
E22	-5,672	-2,573	-8,245	-8,37
E23	-5,884	-3,111	-8,995	-8,37
E24	-4,129	-2,682	-6,811	-8,37
E25	-3,996	-2,903	-6,899	-8,37
E26	-5,685	-2,864	-8,549	-8,37
E27	-3,987	-2,844	-6,831	-8,37
E28	-6,305	-2,906	-9,211	-8,37
E29	-7,905	-2,752	-10,657	-8,37
E30	-6,818	-2,8	-9,618	-8,37
E31	-6,773	-2,795	-9,568	-8,37
E32	-7,215	-2,505	-9,72	-8,37
E1	-6,111	-2,925	-9,036	-8,37
E4	-5,801	-2,709	-8,51	-8,37
E5	-6,786	-2,494	-9,28	-8,37
E6	-5,93	-2,435	-8,365	-8,37
E9	-6,669	-2,701	-9,37	-8,37
E10	-6,599	-2,638	-9,237	-8,37
E15	-5,925	-2,502	-8,427	-8,37
E16	-6,114	-2,566	-8,68	-8,37
E18	-5,556	-2,738	-8,294	-8,37
E22	-6,656	-2,752	-9,408	-8,37
E26	-5,773	-2,994	-8,767	-8,37
E27	-6,258	-3,148	-9,406	-8,37
E28	-5,73	-3,252	-8,982	-8,37
E32	-6,91	-2,65	-9,56	-8,37

**Annexe 2.18 – Calculs des équilibres solution-gypse des eaux (logKps gypse = -4,85).**

**Contribution à l'étude de la salinité des sols et des eaux du système endoréique du lac Fetzara (Nord-Est algérien)**

N°	log(Ca) <sup>2+</sup>	log(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	log(H <sub>2</sub> O) (PAI)	logKps gypse	N°	log(Ca) <sup>2+</sup>	log(SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	log(H <sub>2</sub> O) (PAI)	logKps gypse
E1	-2,504	-2,399	-4,903	-4,85	E13	-3,101	-3,138	-6,239	-4,85
E2	-2,615	-2,479	-5,094	-4,85	E14	-3,295	-3,263	-6,558	-4,85
E3	-2,393	-2,565	-4,958	-4,85	E15	-3,457	-2,83	-6,287	-4,85
E4	-2,397	-3,09	-5,487	-4,85	E16	-3,657	-3,311	-6,968	-4,85
E5	-2,427	-2,758	-5,185	-4,85	E17	-3,44	-2,659	-6,099	-4,85
E6	-2,532	-3,643	-6,175	-4,85	E18	-3,852	-3,236	-7,088	-4,85
E7	-2,763	-2,818	-5,581	-4,85	E19	-3,014	-3,031	-6,045	-4,85
E8	-3,081	-2,89	-5,971	-4,85	E20	-2,978	-3,403	-6,381	-4,85
E9	-2,49	-4,171	-6,661	-4,85	E21	-3,199	-3,467	-6,666	-4,85
E10	-2,653	-3,194	-5,847	-4,85	E22	-3,477	-3,018	-6,495	-4,85
E11	-2,714	-2,81	-5,524	-4,85	E23	-2,499	-2,519	-5,018	-4,85
E12	-2,528	-2,602	-5,13	-4,85	E1	-2,515	-2,733	-5,248	-4,85
E13	-2,774	-2,932	-5,706	-4,85	E2	-2,344	-2,824	-5,168	-4,85
E14	-2,771	-2,568	-5,339	-4,85	E3	-2,501	-2,962	-5,463	-4,85
E1	-2,986	-2,716	-5,702	-4,85	E4	-2,375	-3,25	-5,625	-4,85
E2	-3,244	-2,52	-5,764	-4,85	E5	-2,346	-2,896	-5,242	-4,85
E3	-3,07	-2,597	-5,667	-4,85	E6	-2,354	-3,124	-5,478	-4,85
E4	-3,083	-2,472	-5,555	-4,85	E7	-2,502	-3,107	-5,609	-4,85
E5	-2,812	-2,679	-5,491	-4,85	E8	-2,22	-3,024	-5,244	-4,85
E6	-2,873	-2,664	-5,537	-4,85	E9	-2,638	-3,096	-5,734	-4,85
E7	-2,545	-2,524	-5,069	-4,85	E10	-2,551	-3,187	-5,738	-4,85
E8	-2,476	-2,443	-4,919	-4,85	E11	-2,698	-3,1	-5,798	-4,85
E9	-2,685	-2,563	-5,248	-4,85	E12	-2,539	-2,667	-5,206	-4,85
E10	-2,588	-2,219	-4,807	-4,85	E13	-2,433	-2,693	-5,126	-4,85
E11	-2,918	-2,618	-5,536	-4,85	E14	-2,405	-3,107	-5,512	-4,85
E12	-3,353	-2,991	-6,344	-4,85	E15	-2,135	-2,935	-5,07	-4,85
E13	-4,44	-2,936	-7,376	-4,85	E16	-2,408	-2,796	-5,204	-4,85
E14	-2,769	-2,457	-5,226	-4,85	E17	-2,428	-2,578	-5,006	-4,85
E15	-2,324	-2,889	-5,213	-4,85	E18	-2,289	-4,015	-6,304	-4,85
E16	-2,866	-2,853	-5,719	-4,85	E19	-2,595	-3,095	-5,69	-4,85
E17	-3,255	-2,62	-5,875	-4,85	E20	-2,548	-3,178	-5,726	-4,85
E18	-2,834	-2,955	-5,789	-4,85	E1	-2,101	-3,462	-5,563	-4,85
E19	-2,985	-2,514	-5,499	-4,85	E2	-1,994	-4,056	-6,05	-4,85
E20	-3,677	-2,771	-6,448	-4,85	E3	-3,115	-3,237	-6,352	-4,85
E21	-4,274	-2,931	-7,205	-4,85	E4	-2,278	-3,073	-5,351	-4,85
E22	-2,902	-2,41	-5,312	-4,85	E5	-1,999	-3,869	-5,868	-4,85
E23	-3,119	-2,715	-5,834	-4,85	E6	-2,28	-3,034	-5,314	-4,85
E1	-3,41	-3,09	-6,5	-4,85	E7	-2,333	-3,442	-5,775	-4,85
E2	-3,041	-3,359	-6,4	-4,85	E8	-2,22	-3,175	-5,395	-4,85
E3	-2,697	-3,22	-5,917	-4,85	E9	-2,504	-3	-5,504	-4,85
E4	-2,855	-3,078	-5,933	-4,85	E10	-3,113	-2,993	-6,106	-4,85
E5	-2,925	-3,377	-6,302	-4,85	E11	-2,993	-3,09	-6,083	-4,85
E6	-2,824	-3,284	-6,108	-4,85	E12	-3,128	-3,022	-6,15	-4,85
E7	-2,741	-3,234	-5,975	-4,85	E13	-2,995	-2,916	-5,911	-4,85
E8	-2,733	-3,287	-6,02	-4,85	E14	-2,124	-2,765	-4,889	-4,85
E9	-2,881	-3,08	-5,961	-4,85	E15	-2,544	-2,853	-5,397	-4,85
E10	-2,924	-3,288	-6,212	-4,85	E16	-2,756	-2,914	-5,67	-4,85
E11	-3,464	-2,951	-6,415	-4,85	E17	-2,607	-2,692	-5,299	-4,85
E12	-2,996	-3,391	-6,387	-4,85	E18	-2,772	-2,626	-5,398	-4,85

**Annexe 2.18 – Calculs des équilibres solution-gypse des eaux (logKps gypse = -4,85).**

---

N°	log(Ca)	log(SO <sub>4</sub> )	log(H <sub>2</sub> O) (PAI)	Kps gypse
E19	-3,013	-3,452	-6,465	-4,85
E20	-2,573	-2,54	-5,113	-4,85
E21	-3,111	-3,385	-6,496	-4,85
E22	-2,811	-3,027	-5,838	-4,85
E23	-2,682	-3,132	-5,814	-4,85
E24	-2,903	-3,725	-6,628	-4,85
E25	-2,864	-3,205	-6,069	-4,85
E26	-2,844	-3,179	-6,023	-4,85
E27	-2,906	-3,04	-5,946	-4,85
E28	-3,086	-3,072	-6,158	-4,85
E29	-2,752	-3,3	-6,052	-4,85
E30	-2,8	-3,042	-5,842	-4,85
E31	-2,795	-2,94	-5,735	-4,85
E32	-2,505	-3,022	-5,527	-4,85
E1	-2,925	-2,808	-5,733	-4,85
E4	-2,709	-2,744	-5,453	-4,85
E5	-2,495	-2,94	-5,435	-4,85
E6	-2,436	-2,753	-5,189	-4,85
E9	-2,702	-2,767	-5,469	-4,85
E10	-2,639	-2,819	-5,458	-4,85
E15	-2,503	-2,848	-5,351	-4,85
E16	-2,567	-2,504	-5,071	-4,85
E18	-2,739	-2,733	-5,472	-4,85
E22	-2,752	-2,961	-5,713	-4,85
E26	-2,994	-2,916	-5,91	-4,85
E27	-3,148	-2,879	-6,027	-4,85
E28	-3,252	-2,729	-5,981	-4,85
E32	-2,65	-2,596	-5,246	-4,85