



UCL

**Université
catholique
de Louvain**

Faculté d'ingénierie biologique, agronomique et
environnementale

Earth And Life Institute

Environmental Sciences

Soil Science and Environment Geochemistry Laboratory

Physico-chimie de sols rizicultivés affectés par la salinité dans la basse vallée de la Rusizi au Burundi

Thèse présentée par **Séverin Nijimbere** en vue de l'obtention du grade de Docteur en
sciences agronomiques et ingénierie biologique

Membres du jury :

Président	Prof. Bruno Henry de Frahan (UCL, Belgique)
Promoteurs	Prof. Joseph Dufey (UCL, Belgique)
	Prof. Gervais Rufyikiri (Université du Burundi, Burundi)
Lecteurs	Prof. Charles Bielders (UCL, Belgique)
	Prof. Stanley Lutts (UCL, Belgique)
	Prof. Eric Van Ranst (UGent, Belgique)
	Prof. Marnik Vanclooster (UCL, Belgique)

Louvain-la-Neuve, septembre 2014

Cette thèse est dédiée à ma famille et à mes parents :

A Charlotte Ndayisaba, mon épouse, et à nos enfants Luc-Brillant et Fanny-Laurette, pour avoir supporté toute la période d'absence durant cette étude ;

A mon père Elie Karadongeye et à ma regrettée mère Colette Kagoma, pour tant de sacrifices et d'abnégation consentis pour mes études.

Remerciements

Au terme de ce travail, voici venu le temps d'exprimer mes sentiments de remerciements à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

Qu'il me soit permis de témoigner mes profonds respects et mes sincères remerciements et reconnaissances au Professeur Joseph Dufey qui m'a bien m'accueilli au laboratoire des sciences du sol et géochimie de l'environnement de l'Université catholique de Louvain (UCL) et a assuré l'encadrement de cette thèse. Vous n'avez ménagé aucun effort pour la réussite de ce travail ; votre rigueur scientifique et vos conseils judicieux m'ont guidé tout au long de son élaboration. Merci également pour tout le temps consacré à cette thèse dès sa conception jusqu'à son achèvement.

Je tiens à remercier vivement Dr Ir Gervais Rufyikiri, Professeur à la Faculté des sciences agronomiques de l'Université du Burundi, pour m'avoir mis en contact avec les académiques de l'Université catholique de Louvain, surtout avec le Professeur Joseph Dufey, et avoir accepté d'assurer le co-encadrement de cette thèse. Votre porte a été toujours ouverte pour d'innombrables discussions et conseils sur les travaux de la présente thèse malgré vos nombreuses et lourdes responsabilités en tant que Deuxième-Vice-Président de la République du Burundi ; je vous en remercie sincèrement.

J'adresse mes sincères remerciements aux membres du comité d'accompagnement et/ou du jury de cette thèse pour leurs nombreuses remarques et suggestions constructives qu'ils n'ont cessé de me prodiguer pour la réussite de ce travail. Je remercie les professeurs Charles Bielders, Stanley Lutts et Marnik Vanclooster qui ont accepté de faire partie du comité d'accompagnement malgré leurs emplois de temps chargés et m'avoir prodigué des conseils constructifs durant tout le déroulement de la thèse. Je remercie également le Professeur Bruno Henry de Frahan de l'Université catholique de Louvain, pour avoir accepté de présider le jury de cette thèse et le Professeur Eric Van Ranst de l'Université de Gand pour avoir accepté de participer au jury de cette thèse.

J'exprime ma profonde reconnaissance à l'Université catholique de Louvain qui m'a appuyé financièrement durant la réalisation de cette thèse en m'octroyant une bourse de coopération au développement.

Ce travail n'aurait pas pu prendre sa forme sans un bon environnement de travail. Je suis reconnaissant envers tous les membres du groupe de vie SOLS pour les bons

moments passés ensemble : Bruno Delvaux, Joseph Dufey, Philippe Sonnet, Pierre Delmelle, Jean-Thomas, Sophie, Françoise, Anne, Claudine, André, Patrick, Lucie, Hugues, Eléonore, Florence, Séverine, David, Benoît, Aubry, Koffi, Marie, Marie-Liesse, Yolanda, Guevara, Carlos. Merci à tous pour votre gaieté, votre soutien et vos conseils.

Je n'oublierai jamais l'appui technique de Mesdames Claudine Givron et Anne Iserentant dans toutes les analyses effectuées au laboratoire des sciences du sol et géochimie de l'environnement. Cette thèse n'aurait pas été ce qu'elle est sans leur concours. Je les remercie spécialement pour les analyses faites avec HPLC et ICP-AES dans les délais attendus. J'adresse également un grand merci à Madame Françoise Hauwen pour tout son encadrement administratif.

Je remercie également les compatriotes burundais qui sont passés à la faculté d'AGRO pendant la réalisation de cette thèse pour les encouragements reçus et les bons moments passés ensemble. Je pense spécialement à Sylvie Bizimana, Anacleto Nibasumba, Soter Ndiwokubwayo, Jean-Elysée Mbonankira et Willy Irakoze pour leurs suggestions en vue de l'avancement de ce travail. Merci à la famille Sylvestre Sinzobakurana pour m'avoir témoigné amitié et fraternité durant mon séjour en Belgique.

Cette thèse a été réalisée en alternance entre l'UCL et l'Université du Burundi (UB). Une partie de ce travail a été réalisé à la Faculté des sciences agronomiques de l'UB. Je salue les encouragements, conseils et suggestions reçus de la part des professeurs de cette université, spécialement les Professeurs Hassan Nusura et Samuel Ndayiragije.

Je serais ingrat de ne pas remercier les personnes qui m'ont aidé pendant les travaux de terrain. Je pense spécialement au staff de la SRDI pour les informations qu'il m'a données concernant la zone d'étude, aux riziculteurs de Mugerero qui ont accepté de collaborer durant cette étude. J'ai une pensée émue à Jean - Bosco Nduwimana et à Douce - Angélique Nineza qui ont réalisé leur mémoire à la Faculté des sciences Agronomiques de l'UB dans le cadre de cette thèse. Ils ont apporté un appui technique précieux notamment au prélèvement et à la préparation des échantillons de sol et à la collecte des données sur le rendement du riz.

Je remercie mille fois mes chers parents (mon père Elie Karadongeye et ma regrettée mère Colette Kagoma) pour tous les peines et sacrifices encourus depuis ma naissance jusqu'à ce jour dans le seul souci de me voir émerger. Que ma satisfaction à tous ces égards soit pour vous une fierté sans égale. Je promets la reconnaissance permanente de tous ces gestes tout au long de ma vie et de ma descendance. Je serais ingrat de ne

pas remercier mes frères et sœurs pour avoir été toujours au côté de ma famille durant mon absence qui a marqué le déroulement de cette thèse.

Enfin, mes profonds remerciements sont adressés à ma très chère épouse (Charlotte Ndayisaba) et à nos enfants (Luc-Brillant Nijimbere et Fanny-Laurette Nijimbere) qui ont trop souffert de mes absences répétitives pendant la réalisation de cette thèse. Le courage et la patience que vous avez manifestés durant ces périodes de mon absence seront récompensés par mon attachement grandissant envers vous.

Résumé de la thèse

La salinisation des sols du périmètre rizicole de Mugerero, bien qu'elle soit la principale contrainte à la production rizicole, n'a pas encore fait l'objet de recherche approfondie. Ce travail a été effectué pour combler cette lacune.

Les analyses physico-chimiques de ces sols montrent que le complexe d'échange est saturé par des taux de Ca et de Mg quasi-équivalents et des taux de Na variables jusqu'à 60%. La salinité est de type sulfaté ou bicarbonaté avec dominance du Na et faible part du Cl. La sélectivité du complexe d'échange pour le Na par rapport aux divalents (Ca+Mg) est bien décrite par une valeur unique du coefficient de sélectivité de Vanselow égale à 0,5 ou par une valeur unique du coefficient de sélectivité de Gaines et Thomas égale à 0,3. Quant à la sélectivité de l'échangeur pour le Ca par rapport au Mg, elle est bien décrite par une valeur unique du coefficient de sélectivité égale à 1,5.

L'analyse des corrélations entre les composantes du rendement du riz et les variables pédochimiques révèle des effets positifs du Ca et du K sur le rendement rizicole et des effets négatifs du pH, de la salinité et/ou des ions solubles Na, SO_4 ou HCO_3 .

L'analyse des teneurs en cations solubles et échangeables à cinq rapports sol/eau montre que leurs variations en fonction de la dilution sont conformes à la loi des échanges ioniques et que les mesures faites à la dilution 1/2 peuvent servir au calcul des valeurs correspondantes à n'importe quelle dilution.

Par ailleurs, l'engorgement des sols en anaérobiose n'est pas suivi de libération des cations Fe et Mn en raison des pH élevés. En outre, le pouvoir tampon vis-à-vis du K peut être bien prédit à partir du taux d'argile ou de sable.

En définitive, les sols de Mugerero connaissent des problèmes de salinité, de sodicité et d'alcalinité qui méritent d'être profondément étudiés en vue d'une bonne production agricole.

Summary

Although salinization of Mugerero paddy soils is the main constraint to rice production, this process has not yet been investigated thoroughly. This work has been done to fill this gap.

Physico-chemical analysis of soils of this area show that their exchange complex is mostly occupied by nearly equal percentages of Ca and Mg, while exchangeable sodium percentage vary up to 60% in some cases. Soil solution is characterized by large amount of sulfate or bicarbonate and sodium while chloride anion is poorly represented, and an alkaline pH. The Na - (Ca + Mg) exchange is well described either by a single Vanselow selectivity coefficient equal to 0.5 or by a single Gaines-Thomas selectivity coefficient equal to 0.3, while the Ca - Mg exchange is described by a single selectivity coefficient equal to 1.5. Moreover, analysis of correlations between yield components of rice and geochemical variables reveals positive effects of Ca and K ions on rice yield and negative effects of pH, salinity and / or soluble Na, SO₄ or HCO₃. The exploration of the cation contents of the soluble and exchangeable phases in five soil to water ratios shows that their variations as a function of water content are in conformity to the law of ion exchange and that the composition of solution and exchange phases for any moisture content can be estimated accurately from measurements carried out at 1/2 soil to water ratio using regression equations. Furthermore, incubation of the soil does not induce any important release of Fe and Mn in soil solution probably due to high values of pH. Moreover, potassium buffering capacity of these soils can be well predicted from clay content or sand content.

Finally, soils of interest exhibit problems of salinity, sodicity and alkalinity that deserve to be keenly investigated for a best management in order to increase agricultural production.

Liste des abréviations

AR_K	Adsorption ratio of potassium
AR_K^e	Rapport d'activité du K au moment où le sol ne gagne ni ne perd de K
ΔG	Variation d'énergie libre de Gibbs
ΔG°	Variation de l'énergie libre standard de Gibbs
ΔK	Quantité de K retenu sur le sol
A%	Teneur en sable
a_{Ca}	Activité de calcium en solution
Ac-Na	Acétate de sodium
Ac-NH ₄	Acétate d'ammonium
ACP	Analyse en composantes principales
a_D	Activité des cations divalents en solution
Alk	Alcalinité
a_{Na}	Activité du sodium en solution
ANC	Acid Neutralization capacity
C%	Teneur en carbone organique
Ca éch	Calcium échangeable (cmolc/kg)
C_{Ca}	Concentration molaire de Ca en solution
CE	Conductivité électrique
CEC	Capacité d'échange cationique
CEC-Na	Capacité d'échange cationique mesurée avec acétate de sodium
CEC-NH ₄	Capacité d'échange cationique mesurée avec acétate d'ammonium
CEE	Communauté économique européenne
CE_{fc}	Conductivité électrique de l'extrait à la capacité au champ
CE_{se}	Conductivité électrique de l'extrait de la pâte saturée
C_K	Concentration molaire de K en solution
C_{Mg}	Concentration molaire de Mg en solution
C_{Na}	Concentration molaire de Na en solution
CV	Coefficient de variation
D	Divalent (cations)
DAP	Diammonium phosphate
E°	Potentiel standard d'électrode
ECP	Exchangeable calcium percentage
$\bar{E}_D$	Fraction équivalente des cations divalents sur la phase surface
Eh	Potentiel d'oxydo-réduction ou potentiel redox
EIP	Exchangeable iron percentage

EMaP	Exchangeable manganese percentage
EMP	Exchangeable magnesium percentage
$\underline{E}_{Na}$	Fraction équivalente du sodium sur la phase surface
ESP	Exchangeable Sodium Percentage
ESR	Exchangeable Sodium Ratio
ETP	Evapotranspiration potentielle
F	Constante de Faraday ($= 9,65.10^4 \text{ C.mol}^{-1}$)
FED-IMBO	Fonds Européen de Développement
HPLC	High-performance liquid chromatography
Hz	Horizon du sol
I	Force ionique de la solution
ICP-AES	Inductively coupled plasma atomic emission spectroscopy
IGEBU	Institut Géographique du Burundi
IRRI	International Rice Research Institute
ISABU	Institut des Sciences Agronomiques du Burundi
K éch	Potassium échangeable (cmolc/kg)
K_C	Coefficient de sélectivité de Gaines et Thomas
K_C'	Coefficient de sélectivité de Gaines -Thomas pour les faibles sodicités
K_G	Coefficient de sélectivité d'échange de Gapon
K_G'	Coefficient de Gapon calculé pour les faibles sodicités
$K_G'^*$	Coefficient de Gapon calculé pour les faibles sodicités avec les activités des cations en solution
K_i	Produit d'activité ionique
K_{ij}	Coefficient de sélectivité de l'échangeur pour le cation i par rapport au cation j
K_{ij}^*	Coefficient de sélectivité de l'échangeur pour le cation i par rapport au cation j, calculé avec les activités en solution
K_V	Coefficient de sélectivité d'échange de Vanselow
K_V'	Coefficient de sélectivité de Vanselow calculé pour les faibles sodicités
L%	Teneur en limon
MAPE	Mean absolute percentage error
$\underline{M}_D$	Fraction molaire des cations divalents sur la phase surface
Mg éch	Magnésium échangeable (cmolc/kg)
$\underline{M}_{Na}$	Fraction molaire du sodium sur la phase surface
MO	Teneur en matière organique
MPDR	Ministère de la Planification du Développement et de la Reconstruction
Na éch	Sodium échangeable (cmolc/kg)

Nb talles	Nombre de talles par touffe
NEPAD	New Partnership for Africa's Development
Ox	Oxydant
PBC	Potassium Buffering Capacity (pouvoir tampon du sol vis-à-vis du K)
pH	potential d'hydrogène
pKi	logarithme du produit d'activité ionique
pKs	logarithme du produit d'activité ionique à saturation
pmgp	Poids de mille grains pleins
PO	Pression osmotique
Q/I	Quantité/intensité
R	Constante des gaz parfaits (= $8,31 \text{ JK}^{-1}\text{mol}^{-1}$)
Rd	Réducteur
Rdt	Rendement
RMSE	Root-mean-square error
RSC	Residual sodium carbonate
S An	Somme d'anions dissous
S Cat	Somme de cations dissous
S%	Teneur en sable
SAR	Sodium Adsorption Ratio
SAR*	Sodium adsorption ratio, calculé avec les activités
SD	Ecart type
SEMS	Station d'Expérimentation et de Multiplication des Semences
SRDI	Société Régionale de Développement de l'Imbo
T	Température
TDS	Total Dissolved Salts
Tx St	Taux de stérilité
$\bar{T}_m$	Température moyenne mensuelle
UB	Université du Burundi
UCL	Université catholique de Louvain
USDA	United States Department of Agriculture
Ve	Volume d'eau en mL par g de sol sec
W/V	Masse de sol sec /volume de la solution

Table des matières

Remerciements	iii
Résumé de la thèse	vii
Summary	viii
Liste des abréviations	ix
Table des matières.....	xiii
Introduction générale et objectifs.....	1
Introduction générale	1
Objectifs de la thèse	4
Première partie : Revue bibliographique	7
Chapitre 1. Processus de salinisation, sodisation et alcalinisation des sols.....	9
1.1. Introduction	9
1.2. Origines des sels.....	9
1.3. Effets de la salinité et de la sodicité sur les plantes	11
1.4. Détermination des propriétés de salinité et de sodicité des sols	11
1.4.1. Mesure de la salinité	12
1.4.2. Mesure de la sodicité	14
1.5. Classification des sols affectés par la salinité	16
1.5.1. Les sols salins.....	17
1.5.2. Les sols sodiques	18
1.5.3. Les sols salins sodiques	19
1.6. Distribution des sols affectés par la salinité au monde	20
Chapitre 2. Cadre géographique et écologique de la plaine de la Basse Rusizi.....	23
2.1. Localisation géographique	23
2.2. Géologie et géomorphologie	25
2.2.1. Géologie de la plaine de la Rusizi	25
2.2.2. Géologie, géomorphologie et pédologie de la plaine de la Basse Rusizi	26
2.2.2.1. Géologie.....	26
2.2.2.2. Géomorphologie et pédologie	27
2.3. Climatologie	30
2.3.1. Les précipitations	31
2.3.2. Les températures	32
2.3.3. L'humidité relative	34

2.3.4. Les vents	35
2.3.5. L'insolation	36
2.4. Hydrologie.....	36
2.5. Occupation des sols	38
2.6. Origine des sels dans la plaine de la Basse Rusizi au Burundi	39
2.6.1. Facteurs de salinisation des sols de la plaine de la Rusizi.....	39
2.6.1.1. Environnement géographique et climat	39
2.6.1.2. Les colluvionnements des contreforts du Mumirwa	40
2.6.1.3. Etat de drainage	41
2.6.1.4. Géologie et hydrogéochimie du bassin de la Rusizi	41
2.6.1.5. Les eaux de la Rusizi et du lac Kivu.....	43
2.6.1.6. Régime d'irrigation pour la riziculture	44
2.6.2. Conclusion	46
Deuxième partie : Aspects pratiques et expérimentaux de la recherche.....	49
Chapitre 3. Caractérisation physico-chimique des sols halomorphes du périmètre rizicole de Mugerero dans la basse vallée de la Rusizi au Burundi	51
3.1. Introduction	55
3.2. Matériel et méthodes	57
3.2.1. Zone d'étude	57
3.2.2. Echantillonnage.....	58
3.2.3. Analyses physico-chimiques.....	60
3.2.4. Analyse statistique	62
3.3. Résultats et discussion.....	62
3.3.1. Caractéristiques constitutives.....	62
3.3.1.1. Texture du sol	62
3.3.1.2. Minéralogie de la fraction argileuse.....	63
3.3.1.3. Teneur en matière organique.....	64
3.3.1.4. Capacité d'échange cationique	65
3.3.2. Salinité totale et alcalinité.....	68
3.3.2.1. Conductivité électrique	68
3.3.2.2. pH.....	69
3.3.2.2. Carbonates totaux	69
3.3.3. Analyse ionique détaillée des sels solubles	69
3.3.3.1. Cohérence des résultats analytiques	69
3.3.3.2. Comparaison de pH et CE des extraits 1/2 avec les suspensions 1/5	71
3.3.3.3. Composition ionique des solutions extraites	73
3.3.3.4. Spéciation des solutions	78
3.3.4. Composition cationique du complexe d'échange.....	81
3.3.5. Relations entre solutions et complexes d'échange	86

3.3.5.1. Relation entre le taux de Na échangeable et la composition de la solution d'équilibre.....	86
3.3.5.1.1. Formalisme de Gapon.....	86
3.3.5.1.2. Formalisme de Vanselow.....	91
3.3.5.1.3. Formalisme de Gaines & Thomas	92
3.3.5.1.4. Comparaison théorique des trois coefficients de sélectivités.....	94
3.3.5.2. Equilibres d'échange entre le calcium et le magnésium	95
3.4. Conclusion.....	97
Chapitre 4. Effet des propriétés pédochimiques et des pratiques agricoles sur la production du riz dans le périmètre rizicole de Mugerero	99
4.1. Introduction	103
4.2. Matériels et méthodes.....	105
4.2.1. Zone d'étude	105
4.2.2. Choix des parcelles d'échantillonnage	105
4.2.3. Méthode de collecte des paramètres du rendement.....	105
4.2.4. Méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols	106
4.2.5. Enquête sur la phytotechnie du riz dans les exploitations rizicoles	107
4.2.6. Analyse des résultats.....	107
4.3. Résultats et discussion	108
4.3.1. Evolution des paramètres physico-chimiques des parcelles rizicoles	108
4.3.2. Pratiques agricoles associées à la riziculture du périmètre de Mugerero...	113
4.3.3. Niveau et évolution du rendement rizicole et de ses composantes	114
4.3.4. Analyse de la corrélation entre les paramètres du sol, les fertilisants et les paramètres de rendement du riz	119
4.3.4.1. Effets des fertilisants sur la production du riz.....	119
4.3.4.2. Effet des propriétés physico-chimiques des sols sur la productivité du riz...	121
4.3.4.2.1. Transformation des données.....	121
4.3.4.2.2. Analyse des corrélations	122
4.3.4.2.3. Analyse des composantes principales	124
4.3.4.3. Modèles de prédiction du rendement à partir des propriétés chimiques du sol par régression multiple	127
4.3.4.4. Discussion des résultats.....	133
4.4. Conclusion.....	135

Chapitre 5. Effet de la dilution sur les équilibres d'échange et de solubilité, spéciation et modélisation	137
5.1. Introduction et objectifs	141
5.2. Matériels et méthodes.....	142
5.3. Résultats et discussion	143
5.3.1. Cohérence des résultats analytiques	143
5.3.2. Evolution des variables pédochimiques en fonction de la dilution	147
5.3.2.1. Effet de la dilution sur le pH	147
5.3.2. Effet de la dilution sur la conductivité électrique des solutions.....	150
5.3.3. Relation entre les suspensions et les extraits au rapport sol/eau de 1/5 pour le pH et la conductivité électrique	154
5.3.4. Effet de la dilution sur les ions solubles	155
5.3.4.1. Composition des solutions d'équilibre	155
5.3.4.2. Effet de la dilution sur les concentrations ioniques des solutions d'équilibre.....	159
5.3.5.1. Spéciation chimique des solutions extraites	162
5.3.5. Effet de la dilution sur les cations échangeables	165
5.3.6. Effet de la dilution sur le taux de sodium échangeable	167
5.3.7. Effet de la dilution sur l'équilibre d'échange entre le complexe d'échange et la solution	171
5.3.7.1. Formulation théorique	171
5.3.7.2. Equilibre d'échange entre le sodium et les cations divalents	174
5.3.7.2.1. Formalisme de Gapon.....	174
5.3.7.2.2. Formalisme de Vanselow	178
5.3.7.2.3. Formalisme de Gaines et Thomas	182
5.3.7.3. Equilibre d'échange entre le magnésium et le calcium	185
5.3.7.4. Synthèse sur les équilibres d'échange cationique	190
5.4. Conclusion.....	191
Chapitre 6. Effets de l'engorgement de sols affectés par la salinité sur leurs propriétés physico-chimiques	195
6.1. Introduction	199
6.2. Matériels et méthodes.....	200
6.2.1. Sols utilisés	200
6.2.2. Suivi de la cinétique des propriétés chimiques des solutions des sols au cours de l'incubation en anaérobiose	200
6.2.3. Détermination des changements des propriétés physico-chimiques de sols incubés en anaérobiose pendant une durée fixe	201
6.3. Résultats et discussion	204

6.3.1. Cinétique de modification des caractéristiques de la solution du sol suite à l'incubation en anaérobiose.....	204
6.3.1.1. Evolution du pH	204
6.3.1.2. Evolution du potentiel d'oxydoréduction	205
6.3.1.3. Evolution de la conductivité électrique.....	210
6.3.1.4. Evolution des ions solubles	210
6.3.2. Analyse de la composition de la solution, du complexe d'échange et de l'équilibre d'échange cationique entre ces deux phases après une incubation de 28 jours.....	216
6.3.2.1. Effet de l'anaérobiose sur les paramètres de la solution.....	216
6.3.2.1.1. Effet de l'incubation sur le pH	216
6.3.2.1.2. Effet de l'anaérobiose sur la potentiel d'oxydoréduction Eh.....	218
6.3.2.1.3. Effet de l'anaérobiose sur la conductivité électrique.....	220
6.3.2.1.4. Effet de l'anaérobiose sur la composition ionique des solutions..	220
6.3.2.1.5 Effet de l'anaérobiose sur l'équilibre de solubilité des minéraux..	225
6.3.2.2. Effet de l'anaérobiose sur la composition du complexe d'échange	227
6.3.2.3. Variabilité des propriétés de la solution et du complexe d'échange entre les parcelles rizicoles et les parcelles abandonnées et variabilité verticale de ces propriétés	228
6.3.2.4. Effet de l'anaérobiose sur les équilibres d'échange cationique	232
6.3.2.4.1. Echange entre le sodium et les cations divalents.....	233
6.3.2.4.2. Echange entre le calcium et le magnésium	238
6.3.2.4.3. Synthèse sur l'effet de l'anaérobiose sur les équilibres d'échange cationique	239
6.4. Conclusion.....	241
Chapitre 7. Evaluation du pouvoir tampon des sols salés du périmètre rizicole de Mugerero à l'égard du potassium en relation avec les propriétés des sols	243
7.1. Introduction	247
7.2. Matériels et méthodes.....	249
7.2.1. Considérations théoriques	249
7.2.2. Procédures expérimentales	252
7.2.2.1. Sols utilisés	252
7.2.2.2. Modes de saturation des sols en potassium et traçage des courbes Quantité-intensité	253
7.3. Résultats et discussion.....	255
7.4. Conclusion.....	265

Discussion générale et perspectives	267
Discussion générale	267
Avancées et limitations.....	270
Perspectives	273
Proposition du mode de gestion adéquat des sols de Mugerero	276
Conclusion générale.....	280
Références bibliographiques	283
Annexes	297

Introduction générale et objectifs

Introduction générale

La salinité est l'un des grands facteurs environnementaux qui limitent la production agricole (Pitman et Läuchli, 2002). Un sol affecté par la salinité est caractérisé par la présence d'un excès de sels solubles souvent associé à un taux élevé de sodium échangeable qui lui confère des propriétés chimiques et physiques défavorables à la croissance des végétaux. La salinité d'un sol affecte les plantes par des effets osmotiques, par la toxicité induite par certains ions et/ou par des déséquilibres nutritionnels (Marschner et al., 1995 ; Evangelou et McDonald, 1999). Les espèces ioniques les plus rencontrées sont les cations Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , et K^+ et les anions Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , et CO_3^{2-} . Les propriétés mécaniques et physiques des sols (la dispersion des particules, l'infiltration, la structure et la stabilité des agrégats,...) dépendent largement des ions échangeables en présence (Shainberg, 1975) et de la force ionique de la solution. Le sodium échangeable est la cause principale des états de dispersion et d'effondrement de la structure dont les effets se manifestent particulièrement lorsque la concentration en sels de la solution est réduite.

Une bonne gestion des sols salins/sodiques nécessite dès lors la connaissance de leurs teneurs en sels solubles et du pourcentage de sodium échangeable (ESP). Le calcul de l'ESP requiert la détermination préalable du sodium échangeable et de la capacité d'échange cationique (CEC) ou des cations Ca, Mg et K échangeables. La détermination des cations échangeables et de la CEC au laboratoire est laborieuse, prend beaucoup de temps et est sujette à des difficultés particulières en sols salés puisque les cations extraits par les réactifs conventionnels tels que l'acétate- NH_4 concentré incluent non seulement les cations provenant du complexe d'échange, mais également ceux qui proviennent des sels solubles et de la dissolution éventuelle de certains minéraux (Abrol et al., 1988). Cette dernière raison a poussé les chercheurs à établir des équations de prédiction de l'ESP à partir de la composition d'extraits aqueux supposés refléter la composition de la solution du sol à un rapport sol/eau conventionnel.

Le modèle le plus souvent pris comme référence encore actuellement est celui qui a été établi il y a déjà une soixantaine d'années par le US Salinity Laboratory (USDA, 1954) sur la base de l'analyse d'extraits de pâte saturée de 59 échantillons de sol de l'Ouest des Etats-Unis. L'équation de régression empirique obtenue entre la garniture sodique du complexe d'échange et la composition des extraits de pâte saturée est la suivante :

$$\text{ESR} = -0,0126 + 0,01475 \text{ SAR}$$

où ESR est le « *Exchangeable Sodium Ratio* » défini par la relation $\text{ESR} = \text{ESP}/(100-\text{ESP})$, ESP étant exprimé en %, et SAR est le « *Sodium Adsorption Ratio* » défini par $\text{SAR} = C_{\text{Na}}/(C_{\text{Ca}}+C_{\text{Mg}})^{0,5}$, C_{Na} , C_{Ca} et C_{Mg} étant respectivement les concentrations en Na, Ca et Mg solubles dans l'extrait de la pâte saturée en millimoles par litre (mM).

Divers auteurs ont critiqué cette équation par le fait qu'elle considère les cations divalents Ca et Mg comme ayant le même comportement d'échange (Bower, 1959), qu'elle néglige le fait qu'une fraction des cations totaux dosés en solution sont impliqués dans la formation de paires ioniques ne participant pas aux processus d'échange (Sposito et Mattigod, 1977) et que, fondamentalement, elle se base sur le formalisme de sélectivité d'échange de Gapon dont l'assise thermodynamique pose problème (Sposito, 1977; Evangelou et Phillips, 1988), la pente de la relation ESR vs SAR ne pouvant pas, de façon rigoureuse, être considérée comme constante dans une gamme étendue de valeurs de ces paramètres. On peut ajouter que cette équation basée sur les concentrations en solution devrait dépendre de la salinité totale de la solution, ou plus précisément de la force ionique dont dépendent les coefficients d'activité ionique, et donc la réactivité effective des cations dans les équilibres d'échange (Evangelou et Marsi, 2003; Kopittke et al., 2006). Malgré ces critiques, de nombreux auteurs ont établi et utilisé des équations empiriques analogues car elles présentent un intérêt pratique vu leur simplicité (Ganjegunte et Vance, 2006), leur utilisation devant alors être limitée aux contextes particuliers de leur établissement.

Comme rappelé ci-dessus, l'équation de l'US Salinity Laboratory a été établie sur la base de compositions d'extraits de pâte saturée. L'obtention de tels extraits pose toutefois de sérieuses limitations pratiques et conceptuelles. Elle demande des quantités appréciables d'échantillons de sol puisqu'il faut récolter suffisamment de solution pour permettre l'analyse ; les quantités d'eau ajoutées pour atteindre la saturation peuvent varier selon l'appréciation de l'opérateur et le temps d'imbibition ; l'équilibre sol-solution impliquant des échanges ioniques et la dissolution de sels et minéraux peut être long à établir puisqu'il n'est pas possible d'agiter des pâtes de sol comme on peut le faire avec des suspensions ; l'extraction des solutions nécessite un équipement de centrifugation particulièrement performant avec un ajustement de la vitesse de rotation et du temps de centrifugation dont peut dépendre la composition des surnageants. Ces particularités engendrent souvent des problèmes de reproductibilité des mesures (Zhang et al., 2005, Afzal et Yasin, 2002). D'un point de vue conceptuel, les quantités d'eau ajoutées à une masse donnée de sol sec pour

atteindre la saturation peuvent varier dans une très large mesure selon la composition granulométrique, la nature des minéraux argileux, la salinité totale et l'ESP, et d'autres caractéristiques ; ce qui conduit à comparer des solutions de sol extraites à des rapports sol/eau très variables, généralement dans une gamme de 1/0,5 à 1/1 (w/v).

Pour ces multiples raisons, des chercheurs ont proposé d'extraire plutôt la solution du sol dans des suspensions à des rapports sol/eau fixes dans une gamme de l'ordre de 1/2 à 1/10 fixes permettant un équilibrage aisé par agitation, une récolte de solution moins limitante par rapport à la masse des échantillons secs disponibles, et une abstraction de la subjectivité éventuelle de l'opérateur quant aux quantités d'eau à ajouter. Les résultats obtenus peuvent alors servir d'assise à l'établissement de modèles qui devraient permettre d'extrapoler les relations entre solution et complexe d'échange à la situation de saturation, telle que tentée par la pratique de la pâte saturée, voire à des teneurs en eau quelconques caractéristiques des conditions réelles. Il faut évidemment être conscient que l'équilibrage de sols avec des quantités d'eau importantes peut conduire à la dissolution de minéraux de solubilité limitée, dont les principaux en conditions de sols salés/alcalins sont la calcite et le gypse, et que la dilution entraîne forcément des modifications de répartition des cations entre complexe d'échange et solution (Hogg et Henry, 1984 ; Visconti et al., 2010). Il est dès lors indispensable de prendre en considération ces processus physico-chimiques fondamentaux dans toute opération d'extrapolation à des teneurs en eau non expérimentées en laboratoire, tenant compte des caractéristiques propres aux sols auxquels on se réfère.

Notons aussi que les sols irrigués subissent un engorgement durant un certain nombre de jours, ce qui peut induire des réactions chimiques non nécessairement reproduites par des mesures conventionnelles sur suspensions de sol en laboratoire. Ainsi l'anoxie plus ou moins marquée peut s'accompagner de réactions de réduction, impliquant notamment le fer et le manganèse, dont les formes réduites Fe^{2+} et Mn^{2+} présentent des solubilités beaucoup plus importantes que leurs formes oxydées, au point d'induire quelquefois des phénomènes de toxicité pour les plantes (Becker et Asch, 2005 ; Dobermann et Fairhurst, 2000 ; Kyuma, 2004). D'un point de vue physico-chimique, ces cations participent forcément aux équilibres d'échange ionique dans une mesure qui a fait l'objet de peu d'études effectives, singulièrement en sols salés.

Le potassium est l'un des éléments essentiels aux plantes ; il participe à la fertilité des sols et est souvent considéré comme un facteur limitant dans beaucoup de sols du monde. Dans les sols salins ou sodiques, son assimilabilité est entravée dans une large

mesure par le Na. De plus, la disponibilité de ce cation dépend des propriétés intrinsèques du sol notamment la minéralogie et de la sélectivité d'échange pour ce cation par rapport aux autres cations accompagnateurs (Sharpley, 1989, 1989 ; Poonia et Niederbudde, 1990). Une étude des processus chimiques d'adsorption et de désorption de ce cation est nécessaire pour fournir des renseignements de référence pour une bonne gestion de la fertilisation potassique des sols halomorphes.

Ces considérations démontrent qu'une connaissance approfondie de la nature, de la quantité et de la distribution des sels solubles dans le sol et des échanges cationiques entre les phases solubles et échangeables et les minéraux est nécessaire pour une bonne gestion des sols affectés par la salinité, incluant d'éventuelles tentatives de réhabilitation de sols dont la productivité agricole s'est fortement détériorée. C'est dans cette optique que se place le présent travail de recherche qui se focalise sur une situation effectivement observée et devenue alarmante dans la plaine de la Rusizi au Burundi.

Objectifs de la thèse

Cette thèse a pour objectif de produire une étude physico-chimique approfondie des caractéristiques particulières des sols à problèmes de salinité d'une zone d'étude bien définie, le périmètre rizicole de Mugerero dans la plaine de la Rusizi au Burundi. La méthode d'investigation choisie se veut résolument fondamentale, tant pour la qualité de la formation que nous pouvons escompter d'une thèse de doctorat dans notre spécialité d'enseignant-chercheur en sciences du sol, que pour l'applicabilité des résultats que nous souhaitons mettre à disposition des experts amenés à appréhender plus globalement et concrètement les problèmes de salinité dans la vallée de la Rusizi ; très souvent en effet, ce sont les approches les plus fondamentales qui s'avèrent les plus applicables à une large gamme de situations concrètes, les études empiriques ne pouvant, en toute logique, s'appliquer qu'aux contextes qui les ont générées.

L'ambition de cette recherche doctorale n'est toutefois pas d'aboutir *in fine* à des propositions concrètes de gestion courante, voire de réhabilitation, des sols étudiés. De telles mesures ne peuvent être préconisées et appliquées que suite à des études impliquant l'intégration de compétences fondamentales et pratiques de nombreux experts relevant de disciplines telles que la phytotechnie dans tous ses aspects, l'hydrodynamique des eaux de surface et souterraines, la conception et la gestion d'ouvrages d'irrigation et drainage, la socio-économie rurale locale, et bien entendu la pédologie.

Plus spécifiquement, cette étude tente d'établir les lois qui régissent la composition de la solution du sol en conditions aérobies et anaérobies pour la zone étudiée, en l'occurrence le périmètre de Mugerero, dont on peut déjà dire que les caractéristiques pédologiques sont très différentes de nombreuses autres régions du monde où de telles études ont été effectuées, et notamment de celles de l'Ouest des USA auxquelles se réfèrent encore de nombreux auteurs, faute de données particulières à leur propre contexte. Disposant d'une caractérisation physico-chimique fine des sols, deux objectifs complémentaires de notre recherche seront d'identifier les variables pédochimiques les plus déterminantes de la variabilité de la productivité rizicole dans le périmètre étudié d'une part ; et d'évaluer les paramètres du sol dont dépend la biodisponibilité du potassium, un des éléments essentiels à la nutrition des plantes d'autre part.

En vue d'atteindre ces objectifs, cette recherche est réalisée cinq étapes :

- 1) la caractérisation physico-chimique des sols par analyse des propriétés intrinsèques d'une collection de 53 échantillons de sols, par analyse de la composition de la solution et du complexe d'échange au rapport sol/eau 1/2 et par l'établissement des lois d'équilibres d'échange cationique entre les phases solution et surface à ce rapport de dilution;
- 2) l'étude de l'impact des variables pédochimiques sur le rendement du riz par l'analyse des corrélations entre les paramètres du sol et les composantes du rendement du riz et par l'analyse en composantes principales ;
- 3) l'étude des variations des propriétés de la solution et du complexe d'échange en fonction de la dilution par analyses de ces propriétés à cinq rapport sol/eau (1/2, 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12) et l'évaluation des équilibres d'échange et de solubilité à ces rapports de dilution ;
- 4) l'étude de l'effet de l'engorgement des sols sur les propriétés de la solution et du complexe d'échange et sur les équilibres d'échange ionique par analyse des compositions des phases solution et surface des sols incubés en anaérobiose;
- 5) l'évaluation de la biodisponibilité du potassium par détermination des variables du sol qui influencent le pouvoir tampon des sols vis-à-vis du potassium par la méthode de la relation quantité-intensité de Beckett (1964a).

Cette thèse est rédigée sous forme d'articles et comprend 7 chapitres regroupés en deux parties.

La première partie présente une revue bibliographique sur les processus de salinisation des sols et les méthodes de diagnostics de la salinité et de la sodicité des sols (Chapitre 1) ; et sur les considérations générales sur la plaine de la Basse Rusizi qui constitue la zone d'étude (Chapitre 2).

La deuxième partie porte sur les aspects pratiques et expérimentaux de l'étude. Elle commence par la caractérisation des propriétés physico-chimiques de base des échantillons récoltés et l'étude des échanges cationiques entre les phases solubles et échangeables (Chapitre 3), se poursuit par l'analyse des relations entre ces propriétés pédologiques et la production du riz (Chapitre 4). Le chapitre 5 est consacré à l'étude des effets de la variation du rapport sol/eau sur les propriétés de la solution du sol et du complexe d'échange et sur les équilibres d'échange et de solubilité en vue de l'établissement et de la validation d'un modèle de spéciation chimique à une teneur en eau quelconque. Le chapitre 6 traite les effets de l'anaérobiose sur les propriétés chimiques des sols étudiés. Enfin, le chapitre 7 parle des relations entre la quantité et l'intensité du potassium dans les sols étudiés et vise à proposer, à partir des propriétés simple du sol, le mode de gestion de la fertilisation potassique.

Enfin, les principales avancées et les perspectives potentielles résultant de ce travail en matière de la physico-chimie des sols salins du monde en général et de la plaine de la Basse Rusizi en particulier ainsi qu'une proposition d'un mode de gestion adéquat de ces sols pour une agriculture durable clôturent le présent travail dans une discussion générale des résultats.

Première partie

Revue bibliographique

Chapitre 1. Processus de salinisation, sodisation et alcalinisation des sols

1.1. Introduction

Tous les sols du monde sont soumis à un certain nombre de contraintes de nature physique, chimique et biologique qui peuvent conduire à des dégradations (Robert et Varet, 1996). Ces contraintes concernent soit le niveau de la production agricole qui conditionne la nutrition de la population, soit le niveau environnemental. La salinisation est l'un des phénomènes de dégradation des sols et peut paraître à la fois sous les trois composantes (physique, chimique et biologique) et peut même conduire à la désertification (Robert et Varet, 1996).

La salinisation d'un sol est un processus d'enrichissement en sels solubles jusqu'à un niveau susceptible d'avoir des effets préjudiciables pour la production agricole, l'état environnemental et le bien-être économique (Rengasamy, 2006). Les sols affectés par la salinité sont caractérisés par des niveaux élevés en sels solubles et/ou en Na^+ aussi bien en solution que sur la phase surface (Qadir et al., 2007).

La saturation progressive du complexe d'échange par l'ion Na^+ est appelée sodisation (Duchaufour, 2001). Dans certaines conditions, ce dernier processus s'accompagne du processus d'alcalinisation qui est la libération de l'ion Na^+ dans la solution du sol, ce qui élève le pH et disperse les argiles.

La salinisation et la sodisation des sols envahissent de jour en jour les terres agricoles surtout dans les régions arides et semi-arides. Elles touchent à peu près un tiers des terres irriguées et concernent plus de 100 pays au monde. La planète Terre compte $13,2 \cdot 10^9$ ha des terres émergées dont $7 \cdot 10^9$ ha sont arables et $1,5 \cdot 10^9$ ha seulement est sous culture (Massoud, 1981). Parmi les terres cultivées, $0,34 \cdot 10^9$ ha (23%) est salin et $0,56 \cdot 10^9$ ha (37%) est sodique (Tanji, 2004 et Sparks, 1995).

1.2. Origines des sels

L'origine de sels d'un sol peut être naturelle ou anthropique. On parle alors de salinisation primaire pour le premier cas et de salinisation secondaire pour le second cas. La présence de sels dans les sols est due à une interaction complexe de la géochimie et l'hydrologie et la végétation (Tanji, 2004).

La principale source naturelle de la salinité du sol est l'altération géochimique des minéraux des roches en présence, des sédiments et des sols qui larguent des sels minéraux dissous dans la solution du sol. Les principaux puits pour les sels minéraux

dissous sont les océans, les sols salins, les organismes des eaux souterraines salines, les lacs salés, les marais salins, les playas salins, et les dômes de sel (Tanji, 2004). La répartition des sels dans les milieux continentaux est la conséquence du fonctionnement hydrologique et de la capacité du milieu à évacuer les sels vers les zones avales et *in fine* vers les océans. L'accumulation locale de sels suppose alors l'existence d'un mécanisme de concentration lié à l'aridité du climat. C'est donc dans les bassins endoréiques et sous climat aride que les risques d'accumulation de sels sont plus élevés (Marlet et Job, 2006).

D'autres sources naturelles de sels du sol incluent les dépôts atmosphériques des sels océaniques dans les zones côtières (embruns), l'intrusion d'eau salée dans les estuaires par submersion en cas de marées ou de tempêtes, l'intrusion d'eau salée dans les bassins d'eaux souterraines dans les zones côtières (biseau salé) en raison du pompage excessif de la nappe phréatique, la montée des eaux souterraines provenant des aquifères salins dans les zones à faibles topographies ainsi que les dômes de sels, les lacs salins et les playas et les apports des précipitations qui lessivent les formes de terres salines (Tanji, 2004 ; Marlet et Job, 2006).

Les facteurs induits par l'homme pouvant entraîner une salinisation ou une sodisation des sols sont liés aux pratiques d'irrigation et de drainage, de pâturage et de déforestation (Tanji, 2004).

L'irrigation avec des quantités significatives d'eaux chargées de sels est une cause de la salinisation des sols. L'un des grands problèmes liés à l'irrigation est que les eaux d'irrigation, même non saline, contiennent des sels dissous qui s'accumulent dans les zones irriguées malgré la présence des systèmes de drainage (Sparks, 1995). L'usage des quantités excessives d'eau pour l'irrigation fait remonter le niveau de la nappe phréatique et favorise ainsi les remontées capillaires des sels à la surface (Tanji, 2004). Les sels précipitent ensuite sous forme d'encroûtements salins par évapoconcentration pendant les périodes sèches. Dans les conditions de nappes phréatiques proches de la surface, les remontées des sels à la surface sont quelquefois le résultat de l'évaporation et de l'extraction des sels minéraux par les racines des plantes.

L'usage des engrais ainsi que d'autres apports minéraux comme les sous produits industriels accentue l'accumulation des sels dans le profil particulièrement en cas d'agriculture intensive sur un sol à faible perméabilité et à possibilités limitées de lessivage.

La transformation des végétations naturelles en terres de parcours ou de cultures annuelles déstabilise la balance précipitation-évapotranspiration ; ce qui conduit à la salinisation de la surface du sol (Tanji, 2004). Si le terrain de surpâturage présente une nappe phréatique peu profonde, le niveau de celle-ci va monter et les sels pourront s'accumuler à la surface provoquant ainsi une salinisation du sol. Le même scénario se produit en cas de déforestation (Yuvaniyama et al., 1996). Dans les zones côtières, la baisse du niveau normal des nappes phréatiques due à la sur-extraction des eaux souterraines à des fins industrielles, agricoles, ..., peut mener à l'intrusion d'eau de mer et causer la salinisation.

1.3. Effets de la salinité et de la sodicité sur les plantes

La présence excessive des sels solubles dans un sol, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique, entrave la croissance des plantes par trois voies (Evangelou et McDonald Jr, 1999): (a) la salinité peut augmenter le potentiel osmotique, diminuant ainsi le potentiel de l'eau du sol et donc sa disponibilité aux plantes ; c'est l'effet osmotique (*osmotic effect* en anglais). (b) la salinité peut être associée aux grandes concentrations d'ions qui ont un effet inhibiteur sur le métabolisme des plantes ; c'est l'effet ionique spécifique (*specific-ion effect* en anglais). (c) Elle peut affecter la structure du sol, diminuant ainsi la perméabilité du sol à l'eau et l'aération ; c'est l'effet physico-chimique (*physicochemical effect* en anglais). Le pH élevé que présentent certains sols affectés par la salinité réduit également la disponibilité d'un certain nombre de micronutriments notamment les éléments Fe, Cu, Zn, et / ou Mn (Tan, 1982).

1.4. Détermination des propriétés de salinité et de sodicité des sols

Les sels sont parmi les éléments constitutifs du sol et sont nécessaires au maintien de son état nutritionnel et physique dans de bonnes conditions. De nombreux types de sels (par exemple, les nitrates, le potassium et les phosphates) sont des nutriments essentiels pour les plantes. L'effet nuisible des sels solubles à la croissance des plantes ne commence à se manifester que quand leur concentration totale en solution dépasse un certain seuil. Cet effet peut aussi résulter de l'effet spécifique de certains ions. L'expression de l'effet de la teneur en sel des sols sur la croissance de la plante dépend de plusieurs facteurs parmi lesquels la texture du sol, la répartition des sels dans le profil, la composition chimique des sels et l'espèce de plante. Pour évaluer l'état de salinité/sodicité d'un sol, divers tests sont préconisés (USDA, 1954), les uns d'ordre chimique (pH, cations et anions solubles, cations échangeables, teneurs en gypse et en carbonates, ...) et les autres d'ordre physique (taux d'infiltration,

perméabilité, densité, distribution de taille de pores, état d'agrégation et module de rupture). Les informations sur l'état physique d'un sol affecté par la salinité ainsi que sa teneur en gypse et en carbonates sont le plus souvent évaluées quand on veut arrêter des stratégies de restauration. Dans ce paragraphe, nous parlons des propriétés physico-chimiques indispensables à la caractérisation chimique et à la classification d'un sol du point de vue salinité/sodicité. Nous parlerons de la salinité en tant que concentration totale en sels dissous et du taux de sodium échangeable. On pourrait ajouter le pH mais celui-là n'est pas un paramètre de classification très déterminant. En effet, si les sols salins ont tous des pH inférieurs à 8,5, tous les sols sodiques n'ont pas de pH supérieurs à 8,5. Certains sols sodiques sont neutres ou même acides (Tan, 1998).

1.4.1. Mesure de la salinité

La salinité est définie comme étant l'accumulation des sels minéraux dans la solution du sol et dans les eaux. Les sels minéraux dissous d'un sol salé constituent un électrolyte mixte de cations et d'anions composé principalement de cations Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , et K^+ et d'anions Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} et NO_3^- . En cas de salinité extrêmement élevée, les solutions de sols ou les eaux incluent aussi d'autres composants chimiques notamment B, Sr^{2+} , SiO_2 , Mo, Ba^{2+} et Al^{3+} (Tanji, 2004). Les constituants de la salinité sont exprimés en mmol/L ou mmolc/L (meq/L) ou mg/L (ppm) pour les principaux solutés et $\mu\text{mol/L}$ ou $\mu\text{molc/L}$ ou $\mu\text{g/L}$ (ppb) pour les oligo-éléments. Les activités de H^+ et OH^- également présents sont respectivement exprimés en termes de pH et pOH.

La salinité est couramment mesurée indirectement par la conductivité électrique (CE) de la solution du sol qui est une estimation de la concentration de sels dissous totaux (TDS). Plus une solution est concentrée en sels dissous, plus importante est la quantité d'ions pouvant conduire un courant électrique et plus grande est la CE (Rengasamy et al., 2010). De même, une solution saline offre une petite résistance au passage d'un courant électrique et présente donc une conductance élevée alors qu'une solution diluée offre une plus grande résistance au courant électrique et a donc une faible conductivité électrique. La CE est un paramètre d'intensité (électrique) exprimé en microSiemens/cm ($\mu\text{S/cm}$ équivaut à $\mu\text{mhos/cm}$) pour des salinités faibles et en deciSiemens/m (dS/m équivaut à mmhos/cm et à mS/cm) pour les salinités plus élevées.

Le TDS est un vaste paramètre de capacité ou gravimétrique exprimé en mg/L ou g/L pour les eaux et les sols très chargés en sels. Il est obtenu par évaporation d'un

échantillon d'eau ou de la solution et a le désavantage de provoquer la perte d'une partie des carbonates sous forme gazeuse de dioxyde de carbone (CO₂) lors de la dessiccation. Parfois, la salinité des électrolytes est exprimée par la somme des cations solubles (S Cat) et/ou la somme des anions solubles (S An) en meq/L ou mmolc/L. Ces derniers paramètres (S Cat et S An) sont obtenus après analyses chimiques détaillées des cations et des anions. Leur comparaison permet de vérifier l'exactitude des analyses chimiques puisque la salinité est un mélange hétérogène d'électrolytes dans lequel les charges positives (cations) et négatives (anions) doivent être équilibrées en supposant que tous les ions majeurs ont été analysés.

Il n'existe pas de relation exacte entre les paramètres de salinité ci-haut cités. Cependant, des facteurs de conversion approximatifs sont utilisés comme indiqués par les relations suivantes (USDA, 1954, Bresler et al., 1982, Tanji, 2004) :

$$\text{TDS (mg/L)} = 640 * \text{CE (dS/m)} \text{ (pour CE < 5 dS/m)} \quad (1.1)$$

$$\text{TDS (mg/L)} = 800 * \text{CE (dS/m)} \text{ (pour CE > 5 dS/m)} \quad (1.2)$$

$$\text{S Cat (mmolc/L)} = \text{S An (mmolc/L)} = 10 * \text{CE (dS/m)} \quad (1.3)$$

La valeur de la CE de la solution permet aussi d'estimer la pression osmotique et la force ionique de la solution par les formules empiriques. Ainsi, dans la gamme des CE qui permettent la croissance des plantes, la relation suivante peut être utilisée pour l'estimation de la pression osmotique (PO) des solutions de sol:

$$\text{PO (bars)} = -0,36 * \text{CE(dS/m)} \quad (\text{USDA, 1954}) \quad (1.4)$$

La force ionique (I) peut être estimée par les relations :

$$I = 0,013 * \text{CE} \quad (\text{Griffin et Jurinak, 1973}) \quad (1.5)$$

La CE de la solution du sol est une mesure indirecte de la quantité de sels dans le sol mais ne donne aucune indication sur la nature et la composition de cette solution en sels. Elle peut être mesurée dans des rapports de dilution sol/eau divers mais l'idéal est d'effectuer sa mesure à la teneur en eau à la capacité au champ étant donné que celle-ci reflète la salinité du sol au champ. Cependant, à cause des difficultés d'extraire suffisamment de solution dans ces conditions, la salinité est mesurée dans l'extrait de la pâte saturée qu'on obtient en ajoutant progressivement de l'eau dans un sol sec

jusqu'à la limite de liquidité (Soil Survey Staff, 2009). Le choix de la méthode de la pâte saturée est fondé sur le fait que son humidité serait égale au double de la teneur en eau à la capacité au champ et au quadruple de la teneur en eau au point de flétrissement permanent (USDA, 1954). La CE ainsi obtenue (CE_{se}) est alors la moitié de celle qu'on aurait dans la solution extraite à la capacité au champ (CE_{fc}) comme indiqué par la relation :

$$CE_{fc} = 2 * CE_{se} \quad (1.6)$$

Les préparations de la pâte saturée sont laborieuses et, pour contourner ces désagréments, des extraits aux rapports sol/eau fixes sont couramment d'usage. Ainsi par exemple : avec le rapport 1/2, 100 ml d'eau sont ajoutés à 50 g de sol sec et pour le rapport 1/5, 100 ml d'eau sont ajoutés à 20 g de sol sec. La CE mesurée dans de tels extraits est, en théorie sur la simple loi de dilution, inversement proportionnelle au taux d'humidité comme indiqué par la relation :

$$CE_{1/n} = \frac{m}{n} CE_{1/m} \quad (1.7)$$

Où n et m sont les quantités d'eau en mL à ajouter à 1g de sol sec.

Signalons que la relation (1.7) n'est valable que pour des sols ne contenant que des sels très solubles comme la halite ($NaCl$) et la thénardite (Na_2SO_4). En effet, les sels faiblement solubles, comme le gypse ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) et la calcite ($CaCO_3$), s'ils sont présents dans le sol, se dissolvent dans des conditions de grandes dilutions et précipitent en cas de faibles dilutions ; ce qui modifie les rapports des CE obtenues.

1.4.2. Mesure de la sodicité

Chaque sol a une capacité précise d'adsorber les constituants chargés positivement de sels dissous, tels que le calcium, le magnésium, le potassium, le sodium, etc. ; c'est ce qu'on appelle la capacité d'échange de cations (CEC). Les différents cations adsorbés peuvent s'échanger l'un par l'autre. La force d'échange d'un cation dépend de sa concentration relative en solution, de sa valence, de sa taille ainsi que de la nature et des quantités d'autres cations présents dans la solution ou sur le complexe d'échange, etc (Abrol et al., 1988). La sodicité se réfère à la proportion d'ions sodium par rapport à d'autres cations (par exemple le calcium, le magnésium, le potassium, l'aluminium) sur le complexe d'échange. Cette proportion, dénommée Taux de Sodium Echangeable ESP (*ESP : Sodium exchangeable Percentage* en anglais), permet d'estimer le degré de

saturation du complexe d'échange cationique en sodium. C'est une expression de la sodicité et de la tendance à la dispersion du sol. Il est défini par la relation :

$$ESP = Na_{éch} * 100 / CEC \quad (1.8)$$

où $Na_{éch}$ et CEC sont respectivement le sodium échangeable et la capacité d'échange cationique du sol en cmolc/kg de sol.

La détermination de l'ESP d'un sol requiert donc des analyses de $Na_{éch}$ et de la CEC au laboratoire. Comme le complexe d'échange de la plupart des sols salés est complètement saturé en cations basiques Na , Ca , Mg et K , la formule (1.8) peut être écrite sous la forme :

$$ESP (\%) = \frac{100 Na_{éch}}{Ca_{éch} + Mg_{éch} + Na_{éch} + K_{éch}} \quad (1.9)$$

La composition de la solution du sol exerce une grande influence sur la composition du complexe d'échange étant donné l'existence d'un équilibre entre les cations adsorbés et ceux qui sont dissous. De nombreux auteurs ont étudié les relations entre les cations en solution et les cations adsorbés sur le complexe d'échange en définissant les coefficients de sélectivité selon la nature des minéraux argileux présents. Une relation découlant de l'application du conceptualisme de Gapon pour l'échange entre le sodium et les cations divalents permet d'estimer l'ESP à partir de la composition de la solution. Cette relation est libérée ainsi en simplifiant la composition du complexe d'échange par les seuls cations Na , Ca et Mg et en supposant la même sélectivité d'échange pour le Mg et le Ca :

$$\frac{Na_{éch}}{CEC - Na_{éch}} = K_G * C_{Na} / \sqrt{\frac{C_{Ca} + C_{Mg}}{2}} \quad (1.10)$$

où K_G est le coefficient de sélectivité de Gapon (sa valeur approximative est de 0,015 (mmol/L)^{-0,5}) et C_{Na} , C_{Ca} et C_{Mg} sont les concentrations des cations en solution d'équilibre exprimées en mmolc/L et CEC et $Na_{éch}$ sont la capacité d'échange cationique et le sodium échangeable en cmolc/kg de sol.

Le membre de gauche de l'égalité, dans la relation (1.10), a été appelé *Exchangeable Sodium Ratio* (ESR) par USDA (1954) tandis que le deuxième terme du membre de droite a été dénommé *Sodium Adsorption Ratio* (SAR). On a donc :

$$ESR = \frac{Na_{éch}}{CEC - Na_{éch}} \quad (1.11)$$

$$ESP(\%) = \frac{ESR \cdot 100}{(1 + ESR)} \quad (1.12)$$

Et ensuite :

$$SAR = C_{Na} / \sqrt{\frac{C_{Ca} + C_{Mg}}{2}} \quad (1.13)$$

$$ESR = K_G SAR \quad (1.14)$$

Des relations empiriques ESR-SAR ont été établies pour divers types de sols du monde par beaucoup d'auteurs. L'une d'entre elles, celle de l'U.S. Salinity laboratory (1954), est largement citée dans les littératures de Physicochimie du sol et est largement utilisée au monde. Elle a été établie sur base des analyses faites sur 59 sols issus de 9 Etats de l'Ouest des Etats-Unis et est donnée par la suivante :

$$ESR = -0,0126 + 0,01475 * SAR \quad (1.15)$$

L'estimation de l'ESP par calcul à partir du SAR est préférable puisque ce dernier est déterminé dans la même solution que celle utilisée pour les mesures de CE et de pH. De même, cette méthode permet de contourner les problèmes associés à la détermination de la CEC et des cations échangeables (Bresler et al., 1982).

1.5. Classification des sols affectés par la salinité

Sur base des connaissances sur la nature et les caractéristiques des sols affectés par la salinité ainsi que leurs relations avec la croissance des plantes, on distingue trois principales groupes de sols à savoir les sols salins (dénommés aussi *saline soils*, *Solonchaks*, "*white alkali*" soils), les sols sodiques (dénommés aussi *Sodic soils*, *Solonetz*, "*black alkali*") et les sols salins sodiques ou sols salsodiques (Tableau 1.1). La distinction entre les deux premières catégories tient compte de deux paramètres dont les valeurs indiquent des conditions impropres à la croissance des plantes une fois qu'elles ont dépassé un certain seuil : la concentration en sels dissous et le taux de sodium échangeable.

Tableau 1.1 Classification des sols selon l'état de la salinité et de la sodicité (USDA, 1954)

Classe de sol	CE _{se} (dS/m)	ESP (%)	pH _{se}	Propriétés physiques du sol
Normal	<4	<15	<8,5	Bonnes
Salin	>4	<15	<8,5	Bonnes
Sodique	<4	>15	>8,5	Mauvaises
Salin sodique	>4	>15	<8,5	Bonnes

L'indice « se » rappelle la mesure faite dans l'extrait de la de la pâte saturée

1.5.1. Les sols salins

Les sols salins sont des sols qui contiennent une salinité excessive ($CE_{se} > 4$ dS/m) et un ESP inférieur à 15%. Le pH pour ce type de sols est généralement inférieur à 8,5. La CE_{se} qui départage les sols salins et les sols non salins a été fixée pour la première fois à 4 dS/m par Schofield en 1942 (Tan, 1982). En réalité, les plantes les plus sensibles aux sels sont affectées à la moitié de ce niveau de salinité (2 dS/m) tandis que les plus tolérantes le sont au double de cette salinité (8 dS/m) ou même au-delà (Hillel et al., 2005).

Ce critère se basant sur CE_{se} est donc relatif car il y a des différences importantes au niveau de la tolérance des plantes aux sels (Tanji, 2004). La valeur seuil de CE_{se} est la salinité du sol au-dessus de laquelle le rendement des cultures commence à diminuer (Kotuby-Amacher et al., 1997). Elle varie d'une plante à une autre ; par exemple, la CE_{se} seuil pour le haricot (*Phaseolus vulgaris*) est de 1 dS/m alors qu'il est de 3 dS/m pour le riz (*Oryza sativa*) et de 6 dS/m pour le blé (*Triticum aestivum*) (Bresler et al., 1982). En outre, certains des constituants ioniques accumulés tels que Na, Cl et B peuvent être toxiques pour certaines espèces de plantes cultivées ; ce qui nécessiterait la prise en compte des seuils spécifiques pour ces ions toxiques.

Il n'est pas sans intérêt de retourner aux caractéristiques des sols salins et aux méthodes souvent préconisées pour leur réhabilitation. Les sols salins sont ceux qui ont une CE de l'extrait de la pâte saturée supérieure à 4 dS/cm à 25°C et un ESP inférieur à 15%. Le pH pour ce type de sols est généralement inférieur à 8,5. Pour un sol salin, le haut niveau de salinité n'altère pas les propriétés physiques du sol mais affecte plutôt la croissance des plantes car la grande quantité de sels dissous diminue la disponibilité de l'eau à la plante. Un sol salin est alors caractérisé par la présence d'une couche blanche à la surface du sol, un état ameubli (traduisant la floculation des agrégats du sol et la perméabilité du sol à l'eau, à l'air et à la pénétration des racines des plantes), un rendement médiocre des plantes et un haut niveau de fertilité

chimique en termes de quantités d'azote, de potassium et de phosphore (Siyal et al., 2002).

La remise en état d'un sol salin repose sur l'élimination des sels en excès (lixiviation), de la couche superficielle sur une profondeur allant de 45 à 60 cm de la surface, jusqu'au niveau critique voulue (correspondante au niveau de tolérance de la plante qu'on veut y cultiver) (Keren et Miyamoto, 1990). L'eau à utiliser dans cette opération doit être de bonne qualité, c'est-à-dire qu'elle doit avoir une faible CE, une faible activité relative de Na et une faible alcalinité carbonatée. Cette réhabilitation des sols salins peut être entravée par divers facteurs (Bresler et al., 1982): le mauvais drainage dû au haut niveau de la nappe phréatique, la faible conductivité hydraulique due à la présence des horizons durs et l'absence de source d'eau de bonne qualité.

1.5.2. Les sols sodiques

Un sol est considéré comme sodique quand il contient suffisamment de sodium échangeable pour en altérer la structure, en réduire le taux d'infiltration, d'humidité et de capacité de rétention et en augmenter la résistance à la pénétration des racines des plantes. La valeur d'ESP doit être supérieure à 15% selon USDA (1954) pour cette catégorie de sols tandis que celle de la CE_{se} doit être inférieure à 4 dS/m. Comme pour la CE_{se} , cette valeur critique de 15% est relative car elle varie selon les régions du monde en raison de plusieurs facteurs, notamment la force ionique de la solution du sol, le pH, la teneur en matière organique et la minéralogie des argiles, qui affectent la valeur de l'ESP au-dessus de laquelle se produit la dispersion des argiles ou la réduction de la conductivité hydraulique du sol (Rengasamy et Marchuk, 2011). Ainsi, par exemple, en présence du sodium, les sols dominés par les smectites (argile de type 2:1) se dispersent plus facilement que ceux qui sont dominés par la kaolinite (argile de type 1:1).

La dispersion des argiles pour les sols sodiques est la conséquence de la saturation du complexe d'échange par le sodium d'une part et de l'augmentation du pH qui s'en suit d'autre part. Le faible pouvoir flocculateur du Na par rapport au Ca et au Mg s'explique par sa faible charge ionique (+1), qui ne permet pas de maintenir en cohésion les particules d'argiles comme le font les cations de grandes valences (Ca, Mg, Al, etc) et son rayon d'hydratation relativement grand (Horneck et al., 2007).

Les sols sodiques ont généralement un pH supérieur à 8,5 à cause de la présence de Na_2CO_3 et de NaOH en solution. Ces grandes valeurs de pH résultent des réactions d'échange entre l'ion Na^+ et les protons au moment de l'humectation (Girard et al.,

2005). Ainsi, s'il s'agit d'un apport météorique toujours légèrement chargé en CO_2 dissous, la réaction d'échange est :



Comme Na_2CO_3 est facilement soluble, des ions Na^+ et OH^- sont libérés en solution selon la relation :



S'il s'agit d'une eau douce, comme pour l'irrigation, la réaction peut s'écrire:



Les réactions d'échange Na/H provoquent une dégradation des propriétés physiques du sol à cause de la protonisation des argiles et de l'augmentation du pH. En se référant à ce qui précède, il apparaît que la sodisation des sols s'accompagne souvent de l'alcalinisation. Néanmoins, tous les sols sodiques ne doivent pas être alcalins (Kamphorst et Bolt, 1976). Il y en a qui affichent une réaction neutre du fait de leur grande teneur en sels neutres comme NaCl. Les réactions fortes d'alcalinisation (pH = 10) sont dues à l'hydrolyse de Na ou de Na_2CO_3 comme mentionné par les équations (1.17) et (1.18).

Quant aux caractéristiques visuelles des sols sodiques, un état d'encroûtement (dû à la dispersion du ciment argileux et d'humus), une faible perméabilité et une croûte noirâtre à la surface du sol (traduisant la matière organique dispersée) sont des manifestations visuelles de la sodicité d'un sol (Siyal et al., 2002). La correction de la sodicité se fait par application du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ou du chlorure de calcium (CaCl_2) pour déplacer le sodium échangeable afin de le lessiver sous une forme soluble (Na_2SO_4 ou NaCl). Ces amendements augmentent la perméabilité du sol en augmentant la concentration de la solution et en améliorant l'état de la structure. Le soufre ou l'acide sulfurique peut aussi être efficace au déplacement du Na échangeable en cas de présence du CaCO_3 (sols calcaires).

1.5.3. Les sols salins sodiques

Les sols salins sodiques sont caractérisés par une $\text{CE}_{\text{se}} > 4\text{dS/m}$ et un ESP > 15%. Ils sont donc des taux élevés de salinité et de sodicité. Comme la concentration de l'électrolyte est élevée, le pH reste inférieur à 8,5 et le sol présente un état floculé (Sparks, 1995). Néanmoins, toute tentative de lessivage des sels de ce type de sols aboutit à une grande proportion du Na échangeable ; ce qui élève le pH au-delà de 8,5 et les

particules du sol dispersent (USDA, 1954). La correction des sols salins-sodiques demande l'application d'une eau de bonne qualité pour lessiver les sels et l'usage d'une source de calcium ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ et CaCl_2) pour chasser le Na sur les sites d'échange en le ramenant à une forme soluble (Na_2SO_4) facilement lessivable. Il conviendrait alors, pour ce genre de sols, de commencer par le lessivage avec une eau préalablement concentrée en cations divalents Ca ou Mg avant d'appliquer l'eau de faible concentration en électrolyte (Sparks, 1995).

1.6. Distribution des sols affectés par la salinité au monde

Environ 10% de la surface totale des terres du globe terrestre est couverte par les sols affectés par la salinité (Pessarakli et Szabolcs, 1999). Le tableau 1.2 montre la distribution des sols affectés par la salinité à travers le monde. Ce tableau montre qu'aucun continent de cette planète n'est épargné de la salinisation des sols. Aux Etats-Unis d'Amérique, ce problème est essentiellement d'origine naturelle et touche les régions de l'ouest comprenant la Californie, l'Arizona, le Dakota du Nord, le Dakota du Sud et le Texas. La salinisation due à l'irrigation touche des fortes proportions de terres en Inde et en Chine et des grandes proportions remarquables en Argentine, en Egypte, en Iran, Pakistan et Etats-Unis (Pitman et Läuchli, 2002). Les sols salés se retrouvent dans toutes les formes climatiques et ne sont pas seulement localisés dans les zones arides à semi-arides bien que l'évapotranspiration élevée soit un des grands facteurs de la salinisation des sols. La figure 1.1 montre la répartition des sols affectés par la salinité à travers le monde. Au Burundi, les sols salinisés sont localisés dans la plaine de la Rusizi, située à l'ouest du pays dans la région du graben du lac Tanganyika. Sa description sera abordée dans le chapitre qui va suivre.

Tableau 1.2 Superficies des sols affectés par la salinité à travers les continents et les sous continents (Pessarakli et Szabolcs, 1999)

Continent	Superficie (millions de ha)
Amérique du Nord	15,7
Mexique et Amérique Centrale	2,0
Amérique du Sud	129,2
Afrique	80,5
Asie du Sud	87,6
Asie du Nord et du Centre	211,7
Asie du Sud-Est	20,0
Australasie	357,3
Europe	50,8
Total	954,8



Figure 1.1 Répartition des sols salés sur le globe terrestre (Pessarakli et Szabolcs, 1999)

Chapitre 2. Cadre géographique et écologique de la plaine de la Basse Rusizi

2.1. Localisation géographique

Le Burundi est situé entre 28°58' et 30°53' de longitude est et entre 2° 15' et 4°30' de latitude sud. Il est délimité au nord par le Rwanda, à l'ouest par la République Démocratique du Congo (R.D.C.) et, au sud et à l'est par la Tanzanie (Figure 2.1). Il est situé dans une zone charnière entre l'Afrique orientale et l'Afrique centrale. Il couvre une superficie de 27 834 km² dont 2 000 km² environ sont occupés par la partie burundaise du lac Tanganyika.

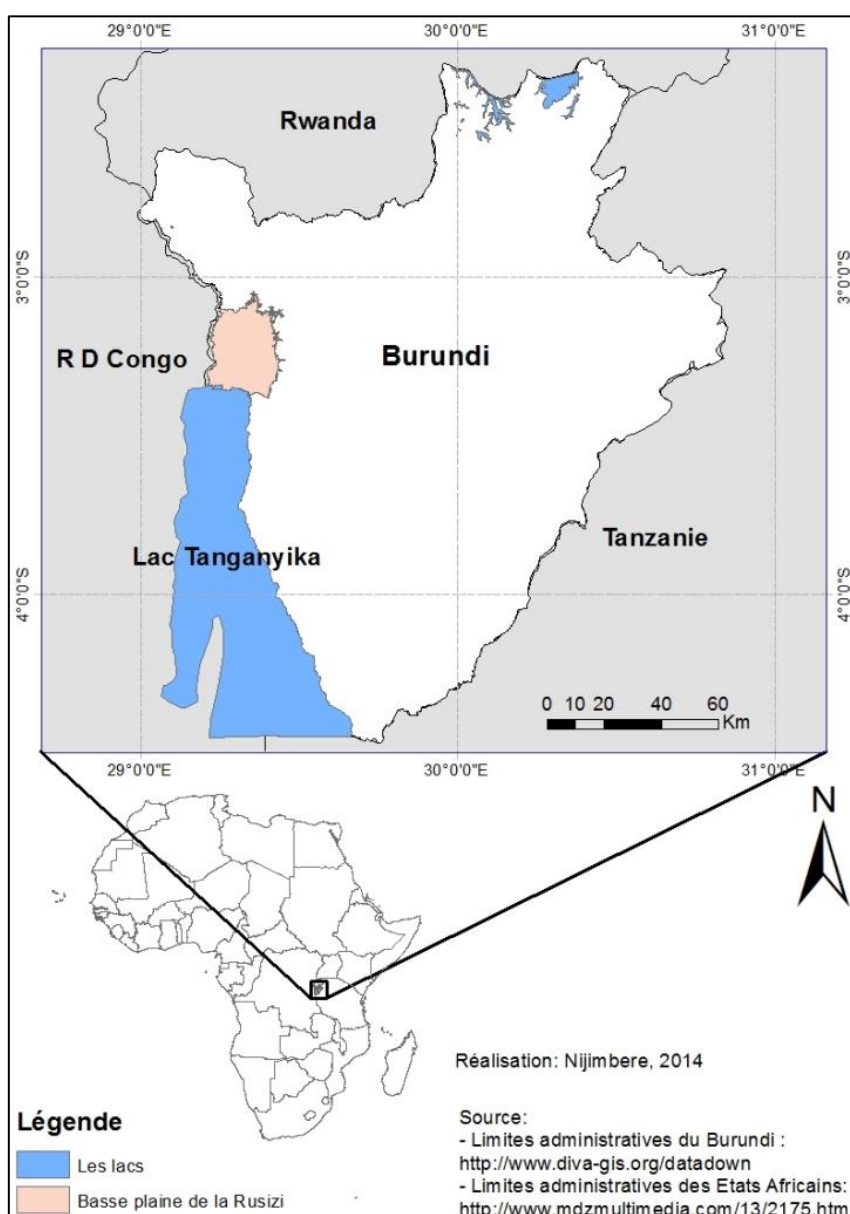


Figure 2. 1: Localisation géographique du Burundi

Ce pays est subdivisé en 5 régions éco-climatiques (Figure 2.2) à savoir, de l'ouest vers l'est, la plaine de l'Imbo correspondant au fossé d'effondrement du Rift Valley occidental, la région escarpée de Mumirwa, la zone montagneuse (la Crête Congo-Nil), les plateaux centraux et les dépressions de Kumoso et de Bugesera.

La plaine côtière du lac Tanganyika au Burundi, couplée à celle de la rive est de la Rusizi, constituent la région naturelle de l'Imbo (Figure 2.2). Cette dernière comprend l'Imbo-Nord, l'Imbo-Centre et l'Imbo-Sud qui longe le lac Tanganyika. Cette région appartient à la branche occidentale du Grand Rift Est-Africain et, est comprise, au Burundi, entre 2°42' de latitude Sud (frontière rwandaise) et 4°20' de latitude sud (frontière tanzanienne). Elle constitue la côte orientale du Lac Tanganyika et de la rivière Rusizi. Elle est la plus occidentale et la plus basse en altitude du Burundi. L'Imbo-Centre et l'Imbo-Nord constituent la plaine de la Rusizi ; l'Imbo-Centre correspond à la plaine de la Basse Rusizi tandis que le terme Imbo-Nord désigne la partie burundaise de la Moyenne Rusizi. La Moyenne Rusizi s'étend de la rivière Ruhwa à la Nyamika au sud et est contigüe à la plaine de la Basse Rusizi.

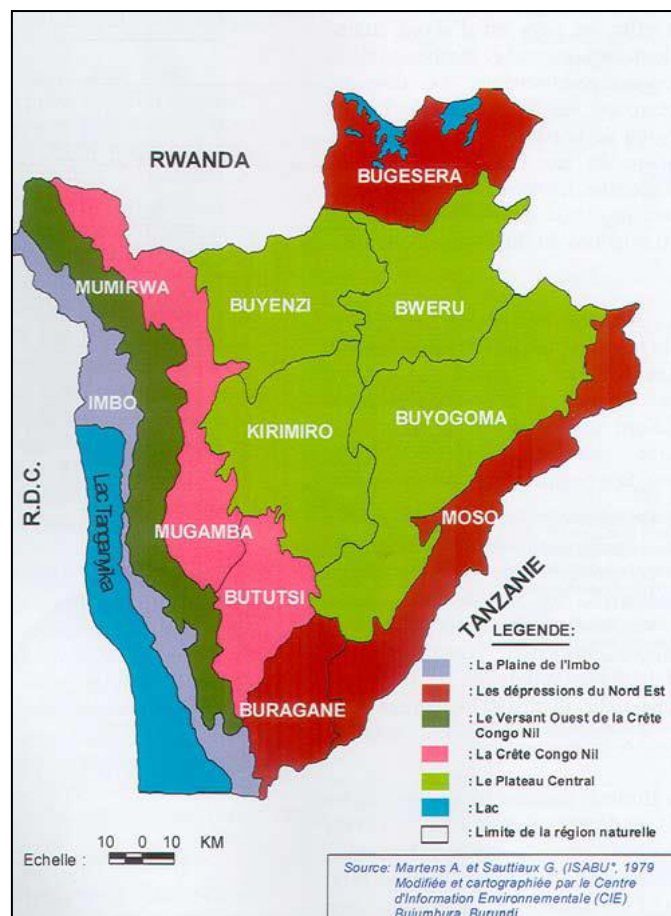


Figure 2. 2: Carte de la géomorphologie et des régions naturelles du Burundi

La plaine de la Basse-Rusizi ou Imbo-Centre (Figure 2.1), objet de cette étude, est délimitée à l'est par la route Bujumbura-Muzinda-Randa, au nord par les piémonts et la rivière Nyamika, à l'ouest par la rivière Rusizi et au sud par le lac Tanganyika et la ville de Bujumbura. Elle s'élève par paliers successifs vers le nord et vers l'est dans la zone des piémonts. D'une largeur supérieure à 20 km au sud, elle se rétrécit considérablement vers le nord pour ne plus former qu'une mince bande de largeur inférieure à 5 km (Nsabimana, 1979).

2.2. Géologie et géomorphologie

2.2.1. Géologie de la plaine de la Rusizi

L'Afrique est géologiquement constituée de noyaux cratoniques archéens bordés par des ceintures mobiles d'âge protérozoïque. Ces cratons sont séparés par des chaînes mobiles qui sont elles-mêmes successivement cratonisées au cours du Précambrien, de sorte que seules les pointes Nord et Sud du continent ont réagi aux orogénèses paléozoïques et plus récentes (Hakiza, 2002).

Le fossé du lac Tanganyika fait partie du système des rift-valleys qui séparent la plaque africaine à l'ouest de la plaque somalienne à l'est, selon des lignes qui vont de la mer Rouge au Mozambique. Le rift, unique au Nord de l'Ethiopie et au Sud du Malawi, est double au centre : le rift oriental traverse le Kenya et la Tanzanie, tandis que le rift occidental parcourt le Burundi. C'est dans ce fossé que se succèdent, du sud vers le nord, les lacs Tanganyika, Kivu, Edouard, et Albert.

La géologie du Burundi en général et de la plaine de la Rusizi en particulier est liée aux grands mouvements tectoniques qui ont modelé le relief de l'Est de l'Afrique et surtout à la grande fracturation du continent qui, à la fin du tertiaire, a individualisé le fossé du lac Tanganyika (Nzigidahera, 2003). Quatre grandes entités géologiques ont été identifiées au Burundi. Ce sont, du plus récent au plus ancien, le Cénozoïque, le Malagazien, le Burundien et l'Archéen (Schlüter et Trauth, 2008). La plus récente de ces unités, le Cénozoïque, est représentée par des dépôts de remplissage du fossé tectonique du lac Tanganyika où on y rencontre des alluvions lacustres et fluvio-lacustres, les encroûtements carbonatés et salés et des coulées basaltiques au nord de la plaine dans la province Cibitoke. Ceux-ci naissent d'un volcanisme fissural, lui-même associé à la branche occidentale du Grand Rift Est-Africain. Comme dans le Kivu, ces coulées de lave dateraient du Pliocène-Pléistocène. Les basaltes de l'Imbo-nord, riche en carbonate, constituent bel et bien l'extension maximale vers le sud du champ volcanique du Sud-Kivu qui représente un volcanisme fissural de nature alcaline

sodique (Ilunga, 2007). De façon générale, la plaine de la Rusizi est un ensemble de plaines sédimentaires récentes à la fois lacustres et fluviales à l'exception des coulées de basalte du nord de Cibitoke et des roches précambriennes par endroit (Tack et De Paepe, 1983).

2.2.2. Géologie, géomorphologie et pédologie de la plaine de la Basse Rusizi

2.2.2.1. Géologie

La plaine de la Basse Rusizi occupe le fond d'un fossé qui, comme le fossé du lac Tanganyika, résulterait d'un épisode antérieur à rattacher au Pléistocène inférieur ou plus ancien (Cahen, 1954). Cette plaine pouvant atteindre 20 km de largeur constitue une plaine fluvio-lacustre adossée à l'est aux contreforts de la dorsale et cernée à l'ouest par la rivière Rusizi. La rivière Rusizi et ses affluents, et même les eaux de ruissellement, charrient des matériaux alluvionnaires d'origines diverses : les uns provenant du démantèlement de roches précambriennes de la crête Congo-Nil qui sont métamorphiques (schistes cristallins, gneiss, amphibolites, pyroxénites, quartzites feldspathiques) et les autres des zones volcaniques du Sud-Kivu au Congo. Ces matériaux sédimentaires sont déposés sur les formations de la Basse Rusizi anciennement submergées sous le lac Tanganyika et dont l'exondation a eu lieu à la limite Pléistocène-Holocène (Ilunga, 2007).

Les dépôts lacustres (de plus de 20 km de largeur), quant à eux, résultent des mouvements de transgression-régression des eaux du Lac Tanganyika et sont succédés par des dépôts fluviaux qui remanient localement les sédiments lacustres anciens. L'Imbo-centre forme l'extension lacustre la plus importante du Burundi.

L'épaisseur des sédiments serait de l'ordre de 1500 m à 2000 m. Toutefois, des épaisseurs de plus de 3000 m ont également été enregistrées dans les bassins du lac (Ilunga, 2007). Ilunga (2007) distingue, dans la Basse Rusizi, des formations d'âge holocène et d'autres du pléistocène supérieur. L'holocène comporterait des dépôts des cônes alluviaux développés aux piémonts d'escarpements, des dépôts dus aux ruissellements d'épandage sur une grande partie de la plaine de la Basse Rusizi, les alluvions récentes de la Rusizi et de son delta ainsi que les plages du lac Tanganyika avec de cordons littoraux principalement sur la rive septentrionale. Le pléistocène serait représenté vers la partie septentrionale de la plaine de la Basse Rusizi par des dépôts lacustres à la base suivis par des dépôts fluviaux et d'environnements deltaïques et enfin par des dépôts sableux au centre de la plaine de la Basse Rusizi. Des

sables rouges sont aussi signalés sous forme de formations d'épandage aux pieds des escarpements (à la périphérie de la plaine).

2.2.2.2. Géomorphologie et pédologie

L'exondaison de la basse vallée de la Rusizi est d'une époque récente. Celle du delta de la Rusizi remonterait à 1878 (Reekmans, 1980) et aurait suivi un affaissement du seuil de la Lukuga sur le fleuve Congo qui a provoqué un abaissement important du niveau des eaux du lac. Cet abaissement a permis le renouvellement des alluvions fluviales et lacustres récentes du delta. C'est d'ailleurs dans ces alluvions que la Rusizi a creusé, et creuse encore chaque jour, son lit.

La Basse Rusizi se présente sous forme de trois terrasses d'est en ouest qui sont témoins d'anciens lits successifs de la Rusizi. Elle comprend, outre les formations lacustres anciennes, le delta de la Rusizi et les alluvions fluviales actuelles et récentes. Sur toutes ces formations pédologiques, la pente est toujours faible (< 4%).

Au Burundi, la classification des sols fait référence aux critères du système INEAC (Institut National pour l'Etude Agronomique du Congo Belge) modifié par Tavernier et Sys (1965) par l'introduction des notions d'horizons diagnostiques comme dans la classification américaine. Cette classification morphogénétique est basée sur les principes suivants :

- L'évolution du profil en relation avec le degré d'altération du matériau parental et la présence d'horizons pédogénétiques déterminent l'ordre ; en considérant comme dérivé du matériau récent un sol dont la CEC sur argile est supérieure à 16 cmolc/kg, et du matériau kaolinitique dans le cas contraire ;
- Les sous-ordres reprennent le facteur hydro-climatique, soit le caractère hydromorphe ou non-hydromorphe pour les matériaux récents et kaolinitiques, soit la durée de la saison sèche pour les matériaux kaolinitiques ;
- Les grands groupes se basent sur la présence d'horizons génétiques particuliers tandis que les sous-groupes se réfèrent aux variations dans le développement d'un horizon ainsi que les caractéristiques propres aux unités de transition entre catégories supérieures (intergrades) ;
- La nature lithologique de la roche mère détermine la famille tandis que la position géomorphologique du profil détermine la sous-famille alors que la texture, la couleur, le drainage sont utilisés pour déterminer la série.

Une carte des sols du Burundi a été établie avec ce système de classification à une échelle de 1/50000^{ème}. Les informations nécessaires pour l'interprétation de cette carte (ou planchette par région) sont données dans Tessens et al. (1991). Sur la coupe de la planchette de Bubanza correspondant au périmètre rizicole de Mugerero et ses environs (Figure 2.3), on note que les sols de ce périmètre, qui est le plus important de toute la plaine de par sa superficie et sa production rizicole, sont des alluvions d'origine fluvio-lacustre. Trois grands groupes de sols sont reconnaissables dans ce périmètre : les vertisols (dominants au sud et à l'ouest du périmètre), les sols solonetziques (au centre et au nord-est) et les sols d'altération récente eutrophe (au sud), typique et humique (au nord du périmètre).

La zone de la présente étude, celle dont les sols sont visiblement touchés par les sels, est située au sud-ouest de ce périmètre. Elle est constituée de deux types de sols : les sols d'altération récente eutrophe et des vertisols.

Les sols d'altération récente eutrophe sont dérivés des alluvions fluviales, sont de couleur 2,5Y dans le code Munsell, possèdent un horizon humifère de faible épaisseur inférieure à 20 cm. Ces sols sont bien drainés, de texture argilo-limoneuse non limités avant 100 cm par une charge graveleuse.

Les vertisols sont dérivés des alluvions fluvio-lacustres, possèdent un drainage pauvre à très pauvre et un horizon humifère prononcé d'épaisseur supérieure ou égale à 20 cm et ne sont pas limités avant 100 cm par une charge graveleuse.

La partie du périmètre qui n'a pas été concernée par la présente étude est représentée principalement par les sols récents texturaux solonetziques (au centre et au nord) et par les vertisols sur un mince corridor à l'ouest du périmètre le long du drain principal dénommé Ninga. Les sols récents texturaux solonetziques sont généralement bien drainés mais des situations de mauvais drainage sont aussi signalées dans certaines zones aux solonetz texturaux hydromorphes.

Dans la zone des piémonts, au nord du périmètre, on observe la présence d'un type de sols d'altération récente humique, dérivé de matériaux sédimentaires ou faiblement métamorphiques (formations schisto-gréseuses), de couleur 7,5YR, à horizon humifère d'épaisseur inférieure à 20 cm. Ils accusent un développement cambique, sont de couleur jaune ou rouge, bien drainés, argileux, argilo-sableux à limoneux et présentent

une altération modérée et moyennement profonde, non limités avant 10 cm par une charge graveleuse.

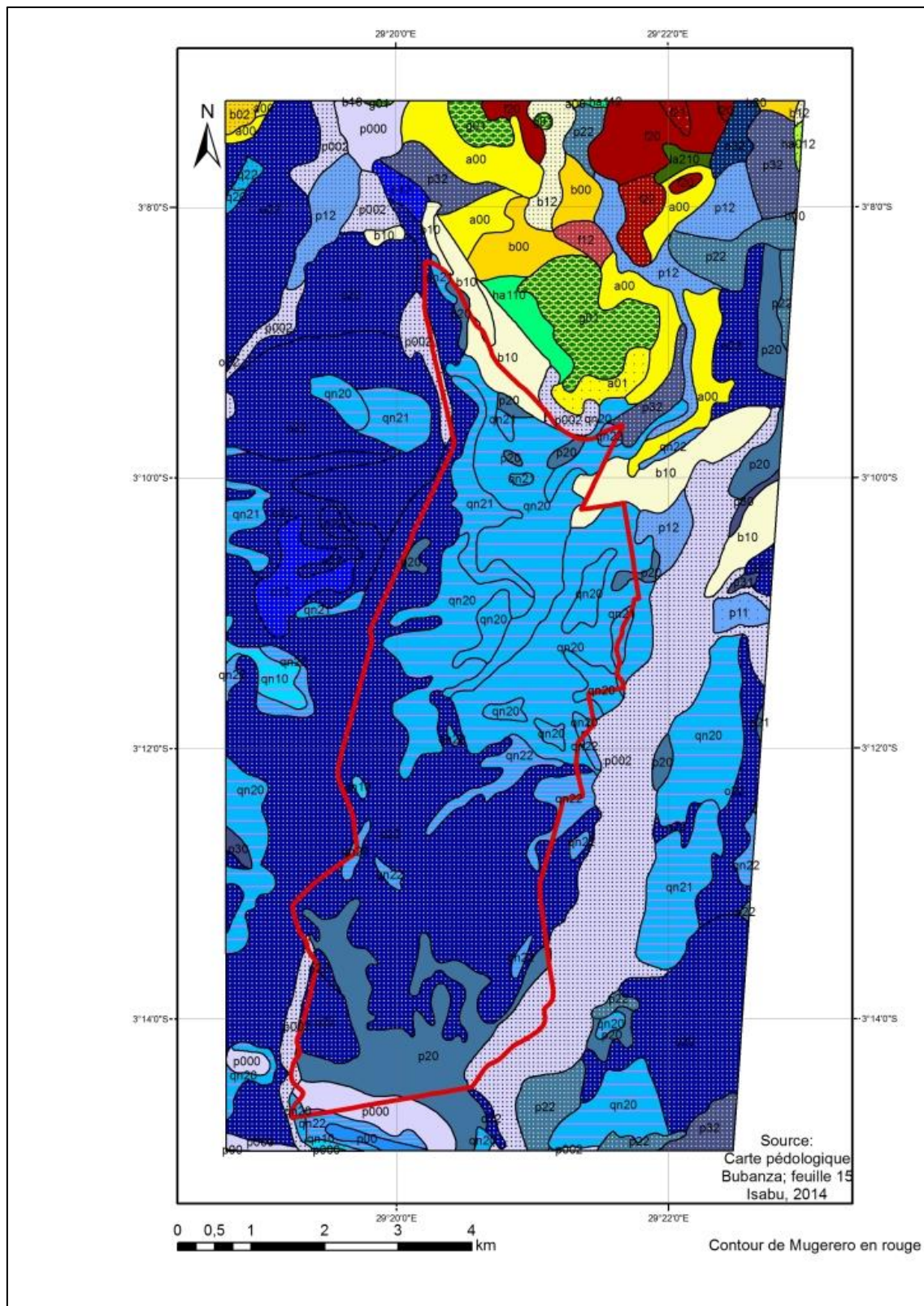


Figure 2. 3: Carte des sols du périmètre de Mugerero

Légende de la carte des sols de Mugerero

Sols dérivés de matériaux sédimentaires ou faiblement métamorphiques (schiste, micaschiste, quartzite). Roche ou saprolithe avant 50 cm. Développement entique (E). a00 Sols jaunes, bien drainés, limono-argilo-sableux ou limono-sableux, présentant une altération minimale et peu profonde, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse ou la roche-mère (a00) a01 Sols jaunes, bien drainés, limono-argilo-sableux ou limono-sableux, présentant une altération minimale et peu profonde, limités entre 50 et 100 cm par une charge graveleuse ou la roche-mère (a01) Roche ou saprolithe entre 50 et 100 cm Développement Cambique (C) b00 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, limoneux à limono-sableux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (débris rocheux transportés) et/ou la roche-mère (b00) b02 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, limono-argilo-sableux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, limités avant 50 cm par une charge graveleuse (quartz) et par la roche-mère entre 50 et 100 cm (b02) b10 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, argileux, argilo-sableux à limoneux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (b10) b12 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, argileux, argilo-sableux à limoneux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, limités avant 50 cm par une charge graveleuse (quartz et/ou débris rocheux transportés et/ou rubéfiés) et entre 50 et 100 cm par le saprolithe ou la roche-mère (b12) Roche ou saprolithe à plus de 100 cm Développement Oxisque (O) t20 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, argileux ou argilo-sableux, présentant une altération ultime et profonde, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (t20) t21 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, argileux ou argilo-sableux, présentant une altération ultime et profonde, limités entre 50 et 100 cm par une charge graveleuse (t21) t22 Sols jaunes ou rouges, bien drainés, argileux ou argilo-sableux, présentant une altération ultime et profonde, limités avant 50 cm par une charge graveleuse (t22) Sols dérivés de roches magmatiques acides (granite et gneiss) g01 Prédominance d'affleurement des granites (g01) Roche ou saprolithe à plus de 100 cm Développement Cambique (C) ha110 Sols jaunes, bien drainés, argilo-sableux ou limono-argileux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, limités avant 100 cm par une charge graveleuse (quartz et arène granitique) et par le saprolithe entre 50 et 100 cm (ha110) ha112 Sols jaunes, bien drainés, argilo-sableux ou limono-argileux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, limités avant 50 cm par une charge graveleuse (quartz et arène granitique) et par le saprolithe entre 50 et 100 cm (ha112) ha012 Sols jaunes, bien drainés, limono-argilo-sableux ou limono-sableux, présentant une altération modérée et moyennement profonde, limités avant 50 cm par une charge graveleuse (arène granitique et/ou quartz) et par le saprolithe entre 50 et 100 cm (ha012) Développement Oxisque (O) la210 Sols jaunes et rouges, bien drainés, argileux ou argilo-sableux, présentant une altération ultime et profonde, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (la210)	Sols dérivés de matériaux alluvionnaires et colluvionnaires Sols minéraux Développement Vertique (V) v02 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, à une texture variée (stratifié), non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (v02) v03 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, argileux-lourds, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (v03) v04 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, argileux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (v04) Développement Entique et Cambique (E+C). p30 Sols bien drainés, à une texture variée (stratifié), non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p30) p31 Sols imparfaitement à modérément drainés, à une texture variée (stratifié), non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p31) p32 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, à une texture variée (stratifié), non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p32) p20 Sols bien drainés, argilo-limoneux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p20) p21 Sols imparfaitement à modérément drainés, argileux à limono-argileux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p21) p22 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, argileux à argileux-lourds, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p22) p11 Sols imparfaitement à modérément drainés, limoneux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p11) p12 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, argileux ou limono-argileux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p12) p00 Sols bien drainés, limono-argilo-sableux ou limono-sableux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p00) p000 Sols bien drainés, sableux à sablo-limoneux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p000) p002 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, sableux à sablo-limoneux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (p002) Développement Argilique (Ac+Ap) q20 Sols bien drainés, argileux à argileux-lourds à argilo-limoneux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (q20) q22 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, argileux-lourds à argilo-limoneux, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (q22) Développement Argilique (Ac+Ap). Développement Sodique (Natric). qn20 Sols bien drainés, argileux (horizon sodique) souvent avec couche sableuse, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (qn20) qn21 Sols imparfaitement à modérément drainés, argileux (horizon sodique) souvent avec couche sableuse, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (qn21) qn22 Sols très pauvrement à pauvrement drainés, argileux (horizon sodique) souvent avec couche sableuse, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (qn22) qn10 Sols bien drainés, limono-argilo-sableux ou limono-sableux, souvent avec couche sableuse, non limités avant 100 cm par une charge graveleuse (qn10)
--	---

2.3. Climatologie

Dans la plaine de la Basse Rusizi, des données climatologiques enregistrées aux stations météorologiques de Bujumbura-Aéroport, située à 3°19' de latitude sud et 29°19' de longitude est et éloignée d'une dizaine de km du périmètre rizicole de Mugerero, et d'Imbo-SEMS installée dans le périmètre de Mugerero à une latitude sud de 3°11' et une longitude est de 29° 21' sont recueillies par les services de l'Institut Géographique du Burundi (IGEBU). Dans ce paragraphe, les données prises à la station de l'Imbo - SEMS sont utilisées, sauf celles relatives à la vitesse du vent qui sont empruntées de la station Bujumbura-Aéroport.

La plaine de la Rusizi, située dans un graben enfoncé, d'altitude variant entre 774 et 1000 m, entre des escarpements dont les crêtes peuvent atteindre 2000 à 2600 m, jouit des conditions climatiques semi-arides, dues à une surchauffe du fond de la fosse

provoquant une forte convection locale. Les courants ascendants de masse d'air, bien que chargés d'humidité évaporée du lac, réduisent considérablement les précipitations dans le graben. Le climat tropical semi-aride est du type (AW₄)S suivant la classification de Köppen (Kottek et al., 2006) ; c'est-à-dire qu'il y a quatre mois (de juin à septembre) pendant lesquels il tombe moins de 50 mm d'eau.

2.3.1. Les précipitations

Dans la Basse Rusizi, la hauteur pluviométrique annuelle moyenne est de 842 mm, des écarts importants pouvant se produire par rapport à cette moyenne (par exemple l'écart de près de 270 mm a été enregistré en 1993). La hauteur des pluies varie entre 572 et 1132 mm par année. Les pluies sont erratiques, irrégulières et fréquemment orageuses (Tableau 2.1).

Les mois de mars et avril sont les plus pluvieux, celui de juillet le plus sec. Les 4 mois de juin, juillet, août et septembre sont les plus secs avec des précipitations qui restent inférieures à 50 mm par mois. Pendant la saison des pluies, des périodes de sécheresse de 15 à 20 jours ne sont pas rares ; le nombre de jours de pluie varie entre 80 et 120 jours par an.

Tableau 2. 1: Relevés pluviométriques mensuelles de 1986 à 1999 et 2009 à 2011 (en mm) à la station Imbo-SEMS (IGEBU)

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
1986	147,0	139,8	78,3	234,2	36,7	13,8	0,0	3,0	27,6	78,7	94,6	70,1	923,8
1987	139,4	171,6	64,8	92,7	162,9	0,0	0,0	0,0	99,2	49,2	111,5	107,5	-
1988	-	-	-	115,6	43,6	0,1	4,3	98,8	67,0	76,3	93,4	165,1	-
1989	179,2	120,6	94,8	179,8	86,9	39,3	15,6	1,7	41,8	45,2	91,7	153,2	1049,8
1990	45,7	49,9	165,6	123,6	59,7	0,0	0,0	5,1	32,5	57,6	56,5	68,0	664,2
1991	72,3	123,0	188,4	95,9	64,3	25,8	0,1	2,3	32,4	93,4	112,1	172,3	982,3
1992	90,9	131,3	113,8	74,1	50,1	3,2	0,0	0,0	17,8	38,7	122,9	54,0	696,8
1993	110,0	63,1	125,0	77,9	76,9	0,7	0,0	1,6	0,0	27,8	51,1	38,3	572,4
1994	133,1	45,6	107,7	94,3	42,4	0,8	0,0	7,3	3,8	90,6	180,0	83,9	789,5
1995	117,2	170,3	84,0	152,6	24,8	-	-	0,0	-	-	-	-	-
1996	-	-	-	-	-	-	-	1,6	-	89,2	53,7	38,3	-
1997	36,6	39,4	96,3	100,7	69,6	11,6	0,0	17,8	5,5	111,5	64,9	143,0	696,9
1998	161,9	97,8	252,7	65,2	79,0	1,2	4,0	3,2	27,4	19,4	7,4	36,0	755,2
1999	70,5	64,4	141,2	61,9	16,9	0,0	0,0	-	-	-	-	-	-
2009	33,9	101,2	105,0	141,7	97,6	0,0	0,0	15,2	9,8	87,5	78,4	151,0	821,3
2010	205,8	184,0	184,2	101,5	32,4	5,9	0,0	0,0	71,7	33,1	124,9	70,9	1014,4
2011	67,0	99,1	198,0	109,9	83,7	31,4	21,7	3,8	57,5	72,5	127,1	260,3	1132,0
Moy	109,6	109,8	129,5	113,9	64,2	8,4	2,9	10,1	35,3	64,7	91,3	107,5	841,6

2.3.2. Les températures

Les températures minimales, maximales et moyennes mensuelles de la station de l'IMBO-SEMS sont reprises dans les tableaux 2.5 à 2.7 en annexe. La figure 2.4 donne les variations mensuelles des températures au cours de l'année pour la période de 1985 à 1999 et 2011. Elle montre que la moyenne annuelle de la température moyenne journalière est voisine de 24,41°C. L'écart mensuel entre les températures moyennes est d'environ 2°C. L'imbo-Centre connaît peu de variations des températures moyennes : de 23,13°C à 24,86°C. Les températures maximum et minimum moyennes sont respectivement de 30,4 et 18,3°C. Les maxima sont atteints en septembre et octobre (25,4°C) tandis que les minima sont atteints en juillet (22,5°C). La température moyenne annuelle est de 23,8°C ; les extrema absolus sont de 10°C et 38°C.

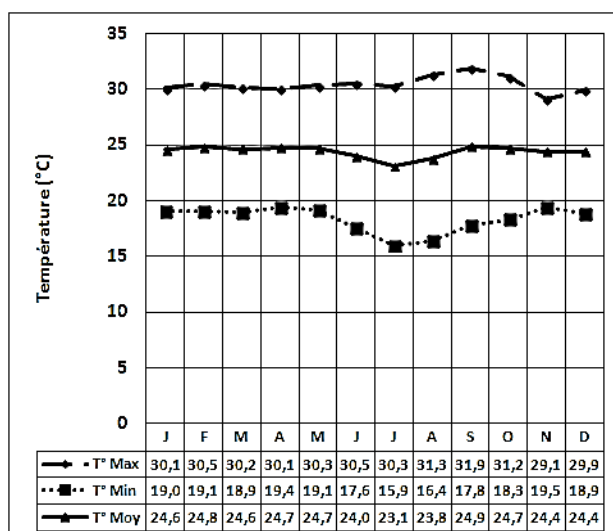


Figure 2. 4: Variation des températures moyennes, maximales et minimales au cours de l'année à la station Imbo-SEMS

Les mesures des précipitations et des températures moyennes enregistrées à la station météorologique de l'Imbo-SEMS permettent la construction du diagramme ombrothermique (Figure 2.5). Ce diagramme montre que les mois de juin, juillet, août et septembre sont effectivement les mois de sécheresse selon Gaussen et Bagnouls (1957).

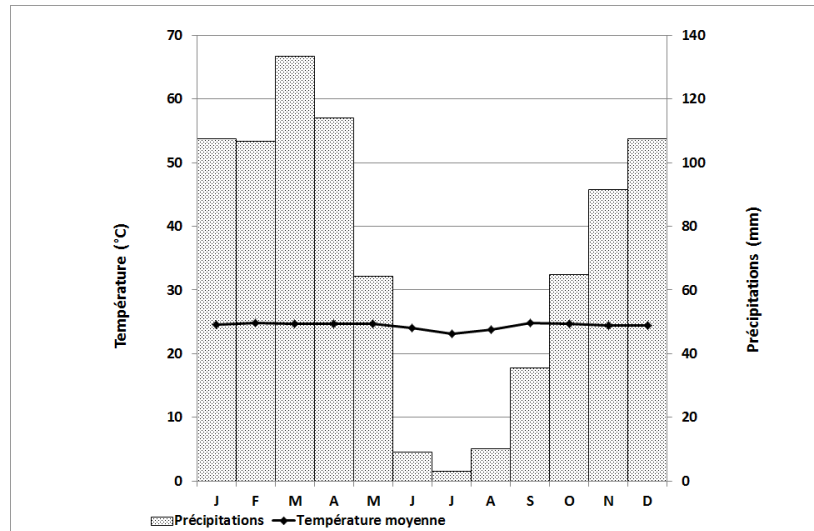


Figure 2. 5: Diagramme ombrothermique pour la région d'Imbo-Centre

De nombreux auteurs ont cherché des expressions rattachant la valeur de l'évapotranspiration potentielle (ETP) aux facteurs climatiques. Certaines formules proposées résultent d'ajustements statistiques et peuvent de ce fait être qualifiées d'empiriques, d'autres procèdent d'un raisonnement physique plus rigoureux de quelques hypothèses.

En 1948, C.W. Thornthwaite établit une relation empirique permettant de calculer l'évapotranspiration potentielle (ETP) à partir des données des températures. Elle est donnée par la formule (Bonnet et al., 1970) :

$$ETP (m) = 16. \left(\frac{10\bar{T}_m}{I} \right)^\alpha \cdot F(m, \varphi) \quad (2.1)$$

$$\alpha = 1,6. \left(\frac{I}{100} \right) + 0,5 \quad (2.2)$$

$$i_m = \left(\frac{T}{5} \right)^{\frac{3}{2}} \quad (2.3)$$

ETP (m)= Evapotranspiration moyenne du mois m (m = 1 à 12) en mm ;

$\bar{T}_m$ = moyenne interannuelle des températures du mois m en °C ;

i = Indice thermique mensuel ; I = Indice thermique de l'année considérée ; il est égal à la somme des indices mensuels des 12 mois de l'année ; $I = \sum_{1}^{12} i_m$

$F(m, \varphi)$ est le facteur correctif du mois m et de la latitude φ . Il est donné dans une table.

La valeur de l'évaporation potentielle annuelle est la somme des 12 valeurs d'évapotranspiration potentielle mensuelle.

En appliquant cette formule aux données de températures enregistrées à la station Imbo-SEMS, nous constatons (Figure 2.6) que l'ETP moyenne annuelle est comprise entre 961 et 1006, la moyenne est égale à 979 mm soit 116% de la moyenne des précipitations. L'ETP est supérieure aux précipitations pour toutes les années d'observations sauf pour les années 1989 et 2011. Cependant, les mois de décembre à avril sont caractérisés par des précipitations supérieures aux ETP mensuelles ; et ce sont logiquement les grands écarts de précipitations entre les mois de la saison pluvieuse et les mois de la saison sèche pendant laquelle il ne pleut pratiquement pas (Tableau 2.1, Figure 2.5) qui réduisent les précipitations annuelles aux valeurs inférieures à l'ETP annuelle.

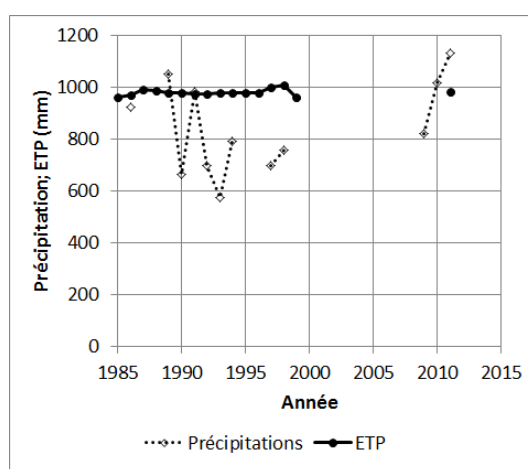


Figure 2. 6: Variation annuelle de l'évapotranspiration et des précipitations dans la plaine de la Basse Rusizi

2.3.3. L'humidité relative

Les données mensuelles d'humidité relative recueillies couvrent la période de 1984 à 1999. Elles sont montrées dans le tableau 2.8 en annexe. Au cours de l'année, l'humidité relative moyenne journalière de l'air varie de 56 % à 93% avec une moyenne de 73%. Les minima journaliers sont de l'ordre de 50% à 12h tandis que les maxima oscillent entre 70% et 80% à 6h. Au cours de l'année, l'humidité est plus élevée pendant la saison pluvieuse (de novembre à mai) que le reste de l'année (Figure 2.7). Cela résulte de la couverture nuageuse beaucoup plus importante durant cette période.

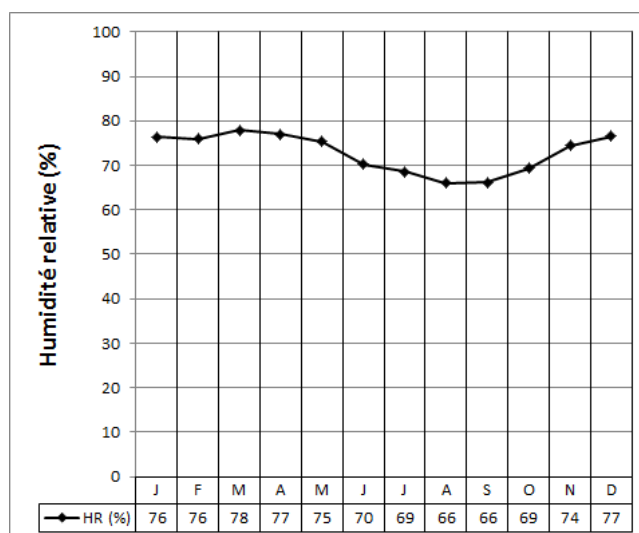


Figure 2. 7: Variation de l'humidité relative au cours de l'année à la station Imbo-SEMS

2.3.4. Les vents

Deux types de vents soufflent sur la Basse Rusizi : les alizés du sud-est et les vents locaux. Les alizés du sud-est agissent de façon déterminante sur le climat local. Ils règlent directement les précipitations dans les zones de haute altitude et indirectement les précipitations dans les zones de basse altitude dont la Basse Rusizi. Ces vents secs sont dominants en saison sèche tandis qu'en saison pluvieuse le pays se trouve sous l'influence de la zone de convergence intertropicale.

Les vents locaux observables dans la Basse Rusizi sont les brises et l'effet Foëhn (Scaëtta, 1934). Les brises sont causées par des réchauffements différentiels des surfaces. La brise du lac (ou brise lacustre) souffle du lac Tanganyika vers les montagnes. Elle est diurne ; elle commence à souffler en fin de matinée et disparaît le soir. La brise de terres, quant à elle, souffle la nuit des montagnes vers le lac. Quoique la force de ces brises soit faible, elles interviennent dans les phénomènes d'évaporation et de transpiration des plantes et sont responsables d'une érosion éolienne surtout en saison sèche sur les sols dénudés, surpâturés ou brûlés (Museruka et Opdecamp, 1982). L'effet Foëhn est lié à la barrière topographique. Au contact avec la crête Congo-Nil, les masses d'air subissent une déviation altitudinale et s'engouffrent alors dans la vallée de la Rusizi, avec une grande vitesse.

Les vents violents sont rares. Les valeurs moyennes de la vitesse du vent mesurée à la station Bujumbura-Aéroport sont illustrées sur la figure 2.8. La valeur moyenne de la vitesse du vent pour la période de 1990 à 2010 est de 1,1 m/s. Les vitesses élevées sont observées pendant la saison sèche (mois de juin, juillet, août et septembre).

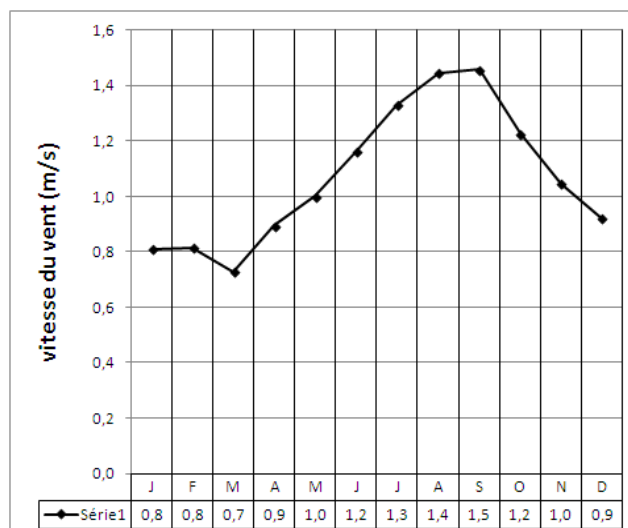


Figure 2. 8: Evolution de la vitesse du vent à la station Bujumbura-Aéroport

2.3.5. L'insolation

La moyenne annuelle d'heures d'ensoleillement est de 2245 heures soit 51% de l'ensoleillement maximum théorique possible avec un maximum pendant les mois secs de juin à août et un minimum pendant les mois les plus pluvieux : de novembre à avril (Figure 2.9). Dépendant de la couverture nuageuse, l'insolation est nettement plus élevée dans la région de l'Imbo que le reste du pays.

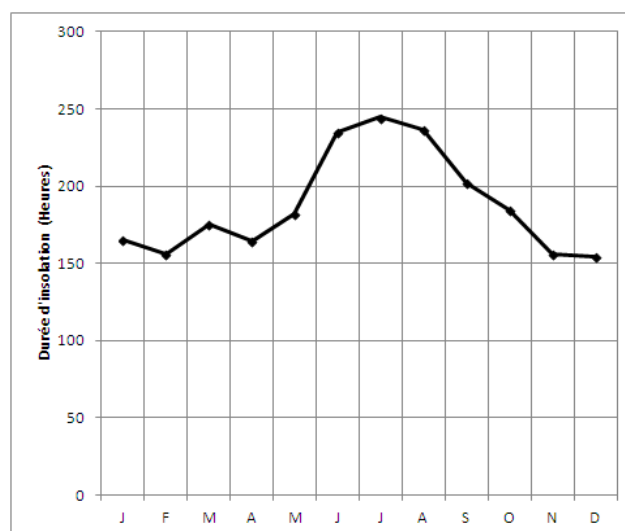


Figure 2. 9: Evolution de la durée d'ensoleillement au cours de l'année à la station Imbo-SEMS

2.4. Hydrologie

La Rusizi, déversoir du lac Kivu, draine l'entièreté de la plaine de la Rusizi. A la sortie de ce lac, elle traverse, par série de chutes et de rapides, les plaines de la Haute et de la Moyenne Rusizi et perd son caractère torrentiel à l'approche de la Basse Rusizi pour

n'être plus interrompue que par quelques rapides. Dans son cours inférieur (en dessous de la cote 820 m environ) et jusqu'à son embouchure au lac Tanganyika (774 m), la Rusizi développe une plaine alluviale de largeur moyenne atteignant 1500 m. Son lit ordinaire est bien individualisé et sa largeur varie entre 40 et 60 m. Toute coupe transversale met en évidence l'encaissement de la rivière par rapport à l'ensemble des terres de la vallée (20 à 50 m et davantage) ainsi que l'existence de diverses terrasses, sauf dans la région du delta.

Un réseau hydrographique assez dense sillonne les escarpements. La plaine de la Basse Rusizi est parcourue par de petites rivières ; du nord au sud : Kajeke, Ninga, Mpanda, Mutimbuze et Ntahangwa. Le périmètre de Mugerero est traversé par les rivières Ninga et Mpanda. Tous les affluents de la Rusizi coulent plus ou moins perpendiculairement à l'axe de la vallée et s'infléchissent généralement formant un angle de 45° avec l'axe de la rivière principale. Ces rivières accusent un caractère fortement torrentiel surtout dans leur cours supérieur. Tous les affluents sont loin d'avoir leur profil d'équilibre, leur régime est très variable et est sujet à de fortes crues entraînant un charriage important et une instabilité du cours inférieur.

La Rusizi prend sa source sur le lac Kivu et se jette dans le lac Tanganyika. Les eaux de la Rusizi ont une conductivité électrique comprise entre 750 et 1400 micromhos/cm (Frankart et Herbillon, 1971) avec d'importantes variations saisonnières affichant de grandes valeurs en saison sèche. Les carbonates et bicarbonates sont les anions les mieux représentés, tandis que le magnésium et le sodium dominent parmi les cations. Cette salinité décroît d'amont en aval à cause de l'influence des affluents pauvres en sels. Cependant, l'infiltration locale d'eau souterraine de mauvaise qualité contrebalancerait, selon Logan, 1954 (Frankart et Herbillon, 1971), l'effet bénéfique dû au débit des tributaires.

Suivant la classification des eaux d'irrigation de l'United States Salinity Bureau (1954), les eaux de la Rusizi sont fortement salines (classe C3) à faible danger d'alcalinisation (classe S1). Pour Wageningen, 1965 (Frankart et Herbillon, 1971), les eaux de la Rusizi à coefficient d'absorption de sodium (SAR) égal à 2,66 sont très dangereuses pour l'irrigation, vu leur « résidu Na_2CO_3 » extrêmement élevé. Sa valeur est voisine de 5,06 mmolc/L, or, les eaux ayant un résidu supérieur à 2,50 mmolc/L sont considérées comme impropres à l'irrigation (Frankart et Herbillon, 1971).

Les eaux des affluents de la Rusizi sont caractérisées par une faible salinité. Les résidus secs à 105 °C pour les affluents de la Rusizi sont compris entre 60 et 280 mg/L alors

qu'ils oscillent entre 8500 et 12200 mg/L pour la rivière Rusizi (Frankart et Herbillon, 1971). Les variations saisonnières sont insignifiantes.

Cahen (1954) renseigne d'abondantes sources thermales et thermo-minérales dans la région des fossés tectoniques ; elles sont généralement considérées comme liées à des failles. Dans la partie burundaise de la plaine de la Rusizi, des sources thermales sont signalées dans la province Cibitoke au sein des régions de la Moyenne et la Haute Rusizi. Elles sont chargées en sels solubles et se jettent directement dans la Rusizi.

2.5. Occupation des sols

Comme déjà signalé, la plaine de la Basse Rusizi présente des températures élevées, de faibles précipitations, une humidité relative constamment basse le jour et proche de la saturation la nuit. Avant son aménagement pour l'agriculture au cours des années 1950, un engorgement quasi-permanent d'eau caractérisait cette région à topographie basse. A ces conditions inhospitalières à la vie humaine, s'ajoutaient la prévalence des vecteurs du paludisme et de la bilharziose liée aux marécages et aux flaques d'eau quasi-permanents. Les années 1950 correspondent avec les premières vagues d'occupation des sols par les populations humaines déplacées des hautes terres pour cultiver le coton sur des parcelles appelées « paysannats ».

Les années 1960 furent marquées par de vastes campagnes d'aménagement de la plaine de l'Imbo sous le financement de la CEE (Communauté Economique Européenne) en vue de l'intensification agricole. A l'Imbo-Centre, ces travaux consistaient notamment en l'aménagement des terres en rizières et en polycultures irrigables, en la construction d'un barrage d'irrigation sur la rivière Mpanda et en la mise en place des ouvrages de lutte contre les inondations.

Ces aménagements furent accompagnés par des travaux d'assainissement du milieu et d'installation des infrastructures sociales (écoles, dispensaires, ...). Certaines parcelles furent affectées à la riziculture (dont celles du périmètre rizicole de Mugerero), d'autres à la polyculture, et d'autres à l'élevage. De petites portions de terre furent réservées aux boisements villageois.

Ces changements rapides constituèrent un important attrait à l'installation humaine qui connaît dès lors une grande croissance jusqu'à atteindre une densité de 177 habitants au km² en 2005 dans la commune administrative de Gihanga qui inclut le périmètre de Mugerero selon les données de la Monographie de cette commune établie en 2006 par le ministère burundais de la planification du développement et de la reconstruction nationale.

En ce qui est de l'occupation végétale, la plaine de la Basse Rusizi n'a jamais été complètement recouverte par une végétation forestière. On y trouve depuis longtemps des savanes plus ou moins arbustives dominées par le palmier *Hyphaene petersiana* et l'*Acacia spp.* (Reekmans, 1980). Avant les années cinquante, les formations ligneuses denses à couvert continu occupaient la plus grande partie de la Basse Rusizi. Au fur et à mesure que l'homme s'installe avec ses cultures, le couvert végétal naturel régresse. Des superficies énormes furent consacrées à la riziculture irriguée et d'autres sont devenues des zones de pâture non contrôlée entraînant même un surpâturage. En 1959, toute végétation ligneuse avait disparu dans le secteur des transversales et en périphérie des paysanats situés à l'est de la Route Bujumbura-Cibitoke. Actuellement, la végétation naturelle n'est représentée que par la réserve naturelle de la Rusizi, située à l'ouest de la Route Bujumbura-Cibitoke et dominée par le palmier *Hyphaene petersiana* et *Acacia spp.*

2.6. Origine des sels dans la plaine de la Basse Rusizi au Burundi

Pour aborder l'origine des sels dans la plaine de la Basse Rusizi, nous explorons les facteurs de salinisation tels que montrés dans le chapitre 1. Il s'agit notamment des facteurs géologiques, du climat, de la composition des eaux du bassin hydrologique, de l'état des eaux souterraines et des activités humaines.

2.6.1. Facteurs de salinisation des sols de la plaine de la Rusizi

2.6.1.1. Environnement géographique et climat

La plaine de la Rusizi, comme déjà signalé, provient du retrait progressif du lac Tanganyika et est comblée des sédiments lacustres sur sa plus grande partie. De même, elle accumule les sédiments fluviaux apportés par la rivière Rusizi et ses affluents. Le delta de la Rusizi est constitué des sols en majorité salins caractérisés par des efflorescences salines bien visibles pendant la saison sèche. Cette région est connue depuis longtemps des éleveurs qui recherchent ces encroûtements blanchâtres pour leurs effets bienfaisants au bétail. Les sels qu'elles contiennent stimuleraient l'appétit et auraient des fonctions génésiques et reproductrices et auraient même des vertus curatives au bétail. Cette « poudre », dans le delta de la Rusizi, proviendrait de l'ascension par capillarité des eaux du lac Tanganyika qui sont caractérisées par des concentrations en Mg et en Na relativement élevées (Tableau 2.4.) et un rapport Mg/Ca élevé. Tiercelin et al. (1989) signalent la présence, au niveau des côtes, de nombreux dépôts de carbonates, à prédominance de calcite magnésienne ainsi qu'un hydrothermalisme (générateur de sulfures massifs) dans le fossé du lac au niveau du

Cap Banza. La source des sulfates seraient à mettre en relation avec l'hydrothermalisme sous marin qui est actif sur les côtes de ce lac.

Le climat est, pour le processus de remontée de sels, un facteur déterminant. Les sols salins ne peuvent se former en général que sous climat aride et semi-aride. Dans la plaine de la Basse Rusizi, le climat est dans l'ensemble semi-aride. C'est au cours de la saison sèche que l'évaporation intense ramène à la surface tous les sels dissous par l'eau en période humide ; d'où des efflorescences salines deviennent abondantes dans les couches superficielles.

Durant la saison des pluies, les eaux de la Rusizi et de ses affluents (de même que celles du lac Tanganyika dans les zones côtières comme le delta de la Rusizi) débordent et recouvrent le sol qui s'imprègne des sels solubles que ces eaux contiennent. Au moment de la saison sèche, la concentration des sels dans les sols s'effectue de façon intense : pompées des profondeurs du sol par l'action de la chaleur, les eaux souterraines sont amenées à la surface entraînant avec elles les sels qu'elles gardent en solution. Lorsqu'elles arrivent près de la surface, une précipitation progressive des sels s'effectue, devenant totale dans les derniers centimètres. Les sols salins de la Rusizi trouveraient donc leur origine dans les inondations périodiques qui les couvrent.

2.6.1.2. Les colluvionnements des contreforts du Mimirwa

Les formations géologiques des contreforts du Mimirwa et de la crête Congo-Nil, qui alimentent la plaine de la Rusizi en sédiments, sont constituées par les roches précambriennes dont les lithologies dominantes sont (Hakiza, 2002) :

- les métasédiments et les granites qui occupent les contreforts de la plaine : ce sont des gneiss, des micaschistes, des lentilles de calcaires dolomitiques. A plusieurs endroits, ces roches ont été traversées par de nombreuses injections magmatiques ;
- les quartzites stratifiés avec intercalations phylliteuses surmontées par des phyllites très altérées ;
- les métapélites fort redressées qui recouvrent toute la crête Congo-Nil : ce sont des schistes dans lesquels sont intercalés des amphibolo-chloristoschistes, avec de minces niveaux quartzitiques.

Dans la plaine de la Basse Rusizi, des sédiments fluvio-lacustres, principalement issues du démantèlement de roches métamorphiques précambriennes de la crête Congo-Nil, à salinité variable, sont favorables à la formation des sels par lessivage. Enfin, les

matériaux du substratum, riches en minéraux phylliteux et en ferromagnésiens, sont favorables pour la formation des sols salins.

2.6.1.3. Etat de drainage

Les colluvions en provenance de ces formations géologiques sont déposées dans la plaine directement par ruissellement au niveau des piémonts ou par le courant des rivières Mpanda, Kajeke et Ninga qui, à certains moments, submergent les terres et les cultures de la région par inondation et y laissent les sédiments et les sels qu'ils contiennent. Le relief plat et le drainage interne insuffisant seraient des facteurs d'accumulation des sels. La Kajeke prend sa source dans les contreforts du Mumirwa. Elle n'a pas de sortie directe dans la Rusizi mais est connectée à travers les marais de Kimirabasore. La rivière Mpanda prend son origine dans la forêt de la Kibira, formation végétale forestière de la crête Congo-Nil, entre dans la Réserve Naturelle de la Rusizi et se déverse dans la rivière Rusizi. Cette plaine est caractérisée par l'existence d'un horizon de profondeur dure qui défavorise le drainage et qui influencerait l'état d'engorgement et un écoulement interne des solutions du sol suivant le gradient de la pente dans les horizons superficielles. Ce dernier phénomène justifierait pourquoi la partie la plus salinisée du périmètre rizicole de Mugerero se trouve au sud-ouest où les cotes altitudinales sont les plus faibles.

Le climat semi-aride combiné avec l'existence des dépressions relativement confinées constituent aussi des facteurs de salinisation des sols de l'Imbo-Centre. Les occurrences des smectites sont témoins d'un confinement qui aurait prévalu dans le passé.

2.6.1.4. Géologie et hydrogéochimie du bassin de la Rusizi

La teneur en éléments salins des eaux souterraines est en relation avec la nature des roches ou des sols au travers desquels l'eau s'est infiltrée (Adriaens et Waegemans, 1943). Toutes les roches peuvent s'altérer et donner des cations basiques mais elles n'ont pas toutes les mêmes capacités d'altérabilité. Certaines roches sont plus facilement altérables que d'autres.

Les études entreprises sur le volcanisme du Sud-Kivu, ont montré la présence des laves basaltiques et alcalines (Kampunzu et al., 1984). La composition chimique des échantillons de laves de la Haute Rusizi, côté RDC, est montrée au tableau 2.2. Des laves tholéïtiques et alcalines (Tack et De Paepe, 1983) faisant partie de la province volcanique de Sud-Kivu sont observées dans la partie septentrionale de la plaine.

Tableau 2. 2 : Composition chimique des laves de la Haute Rusizi en pourcent (Kampunzu et al., 1984)

Echantillon	KM24	MR6	KM112
SiO ₂	45,50	45,64	46,68
TiO ₂	2,98	1,85	2,21
Al ₂ O ₃	14,64	14,57	12,77
Fe ₂ O ₃	4,11	5,35	3,92
FeO	6,51	6,40	8,13
MnO	0,18	0,14	0,19
MgO	9,89	8,96	11,30
CaO	8,29	10,31	8,66
Na ₂ O	2,21	2,39	2,75
K ₂ O	1,14	0,82	0,60
P ₂ O ₅	0,88	0,63	0,51
H ₂ O ⁺	1,65	1,48	1,01
H ₂ O ⁻	1,29	0,88	0,41
Total	99,27	99,42	99,14

Lors de l'altération météorique, les cations K, Na, Ca, et Mg sont lixiviés de même que la silice, l'aluminium et le fer et sont alors acheminés dans la Rusizi par les eaux de ruissellement ou ses affluents. Par là, les roches basiques du bassin versant de la Rusizi constitueraient la source primaire des sels présents dans les eaux de la Rusizi et dans les sols de la plaine de la Basse Rusizi.

La vallée de la Rusizi, appartenant au grand Graben Central Africain, recoupe des bancs volcaniques et draine les eaux des sources thermales et salines qui abondent dans ces régions. Celles-ci sont elles-mêmes en relation avec les manifestations volcaniques qui caractérisent ces régions (Ármansson et Gíslason, 1983). Ainsi, de nombreuses sources thermales sont signalées que ce soit du côté burundais que du côté congolais. Dans la région de Cibitoke, des sources thermales sont fortement chargées en bicarbonates, en sodium, en chlore, en potassium, en magnésium, en calcium, en sulfate, etc... (Tableau 2.3). En analysant les compositions chimiques des eaux thermales du Burundi, Ármansson et Gíslason (1983) ont constaté que les eaux des sources de Ruhwa, Ruhanga et Gasenye de la province de Cibitoke sont très riches en dioxyde de carbone ; c'est-à dire que leur valeur en CO₂ est supérieure à 300 mg/L. De plus, elles sont également riches en Cl et saturées par rapport à la calcite. Ces sources thermales coulent directement vers la Rusizi qu'elles enrichissent ainsi en sels.

Les eaux des rivières qui traversent la région ont une double possibilité de se charger en éléments minéraux solubles provenant, soit de l'attaque progressive des bancs volcaniques, soit des eaux thermales ou salines qui se jettent dans leur cours.

2.6.1.5. Les eaux de la Rusizi et du lac Kivu

Comme montrée ci-haut, la Rusizi prend source au lac Kivu. Les eaux de ce lac sont sous l'influence des teneurs en sels des laves volcaniques de la région et accusent de concentrations consistantes en cations et anions solubles qui augmentent avec la profondeur (Tableau 2.4). Dans son cours supérieur, la Rusizi collecte les eaux à salinité élevées issues des régions volcaniques du Sud-Kivu et des eaux des sources thermales. Après la traversée des zones volcaniques au niveau de la Moyenne Rusizi, la salinité décroît d'amont en aval (Tableau 2.3), effet probablement dû à la dilution par les affluents de la Moyenne Rusizi à faible salinité.

Tableau 2. 3: Composition chimique de l'eau de la Rusizi, du lac Tanganyika et des eaux thermales de la région de Cibitoke (cations et anions en mmolc/L)

Nom	Statut	pH	Na	K	Ca	Mg	S Cat	SO ₄	Cl	F	CO ₃	HCO ₃
Kitenge*	eau thermale	6,10	0,64	0,04	0,42	0,28	1,38	0,86	0,08	0,01	-	-
Ruhwa*	eau thermale	7,00	16,92	1,75	3,17	4,52	26,36	0,18	2,34	0,14	-	-
Ruhanga*	eau thermale	6,88	36,24	4,13	4,83	9,75	54,95	0,45	15,58	0,11	-	-
Gasenyi*	eau thermale	7,08	24,75	0,86	1,00	0,66	27,27	2,52	3,53	0,26	-	-
Cibitoke*	eau thermale	5,98	2,05	0,53	4,84	4,77	12,19	6,60	0,19	0,05	-	-
Rusizi (au Kivu) [°]	rivière	9,01	4,58	2,50	0,52	8,36	15,96	0,40	1,02	-	5,36	10,05
Rusizi à 115km [°]	rivière	9,21	6,00	2,70	0,47	8,09	17,26	0,69	0,94	-	5,32	10,42
Gde Rusizi à 50 km [°]	rivière	9,18	4,72	1,90	0,45	5,78	12,85	1,00	0,71	-	3,48	7,89
Petite Rusizi à 2km [°]	rivière	9,18	4,35	1,80	0,57	5,29	12,01	0,75	0,68	-	2,66	7,76
Tanganyika [°]	Lac	8,85	2,65	1,06	0,53	3,80	8,04	1,00	0,78	-	2,43	5,01
Mpanda [°]	Affluent de Rusizi	7,52	0,28	0,07	0,22	0,20	0,77	-	-	-	0,00	0,49
Mpanda [►]	Affluent de Rusizi	7,11	0,32	0,11	0,19	0,15	0,78	-	-	-	-	-
Dogodogo [°]	Lac, bassin de Rusizi	9,48	5,32	0,18	0,47	1,47	7,44	-	-	-	1,10	4,75
Tangalsland [°]	Lac	8,80	2,85	0,85	0,72	3,43	7,85	0,14	0,83	0,04	-	-
Tanganyika [°]	Lac	9,15	2,58	0,73	0,63	3,25	7,19	-	-	-	0,82	4,87
Tanganyika [°]	Lac	8,5-9,2	2,83	0,78	0,34	3,46	7,41	0,07	-	-	-	-

Source : *Ármannsson et Gíslason (1983), données converties de mg/kg en mmolc/L ; [°]AESED (1954) (*in* Frankart et Herbillon (1971)); [°]Gourdin et al. (1986); [°](Degens et al., 1971), données converties de mg/L en mmolc/L ; [►](Kabwa, 2010) données converties de mg/L en mmolc/L

Différentes indices (RSC, CE, SAR) montrent que les eaux de la Rusizi sont impropres à l'irrigation (Frankart et Herbillon, 1971). Ses eaux sont en équilibre avec la nappe phréatique de la plaine de la Basse Rusizi qu'elles inondent en certains moments. La présence de sels (Chlorures, carbonates et sulfates) dans les sols de la Basse Rusizi pourrait donc s'expliquer par des eaux de la Rusizi pompées dans les matériaux sablo-argileux très perméables pendant les périodes arides de l'année.

Tableau 2. 4: Composition chimique de l'eau du lac Kivu et de la Rusizi (Degens et al., 1973)

Localité	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO ₄	N(NH ₄)	P
	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mmol/kg	mmol/kg
Kivu (0 m)	4,8	87	97,4	122	55	23,8	18	0,8
Kivu (100 m)	64	147	145	192	-	25	487	18,8
Kivu (200 m)	83,1	182	179	245	-	166	1314	32,7
Kivu (350 m)	111	394	315	465	-	214	546	53,2
Kivu (440 m)	113	417	338	487	-	220	7105	54,8
Rusizi (Près de Bukavu)	4,6	88	100	117	-	-	2	1,1

2.6.1.6. Régime d'irrigation pour la riziculture

Avant les aménagements hydroagricoles des années cinquante, la plaine de la Basse Rusizi en général et le périmètre rizicole de Mugerero en particulier était occupée par des végétations naturelles et était périodiquement inondée par les rivières Kajeke et Mpanda.

Après l'installation des systèmes d'irrigation et de drainage au cours des années soixante et septante, les cultures irriguées de riz et les villages d'agriculteurs ont occupé toute la partie Est de la route Bujumbura-Cibitoke. Le périmètre de Mugerero a été aménagé de 1968 à 1973 dans le cadre du projet FED-IMBO sur financement de l'Union Européenne. L'aménagement de départ concernait 1370 ha de rizières et 1120 ha de polyculture. Par la suite, au cours de la période 1977 à 1978, 280 ha de polyculture ont été réaménagés en rizières. La réduction des superficies de polyculture s'est également accompagnée de l'abandon de la culture de coton au profit de la riziculture irriguée.

Ce périmètre est irrigué à partir d'un barrage érigé sur la rivière Mpanda à Gatura et l'eau est amenée par gravité vers la zone à irriguer par un canal tête morte de 6700 m. L'eau de la rivière Mpanda, comme d'ailleurs celles des rivières de la Basse Rusizi, est de bonne qualité pour l'irrigation (Tableau 2.3). L'ensemble du périmètre est doté d'un vaste réseau d'irrigation et de drainage comprenant deux canaux principaux longs de 8500 m et de 4400 m respectivement, de canaux et drains secondaires totalisant des

longueurs respectives de 30140 m et 37000 m et d'un vaste réseau de canaux et drains tertiaires mesurant 223680 m. Le périmètre de Mugerero est également pourvu d'un collecteur principal, la Ninga, d'une longueur totale de 13000 m.

Dès le début des années 2000, la riziculture a attiré beaucoup d'agriculteurs. Des zones de polyculture non dotées d'infrastructures d'irrigation ont été aménagées en rizières sans plan de l'art par les agriculteurs. La quantité d'eau normalement destinée à irriguer les seuls 1650 ha du périmètre aménagée de Mugerero devrait dès lors être partagée avec les parcelles nouvellement mises sous riziculture. La superficie à servir a passé à près de 3000 ha.

Bien que chaque parcelle ait un accès direct à un canal d'irrigation, l'irrigation ne se fait pas de façon indépendante entre les parcelles. En effet, l'insuffisance de l'eau d'irrigation a poussé les associations de riziculteurs à organiser l'usage de l'eau d'irrigation par tours d'eau. L'eau n'est pas appliquée continuellement dans la parcelle, sa distribution suit un partage dans le temps et dans l'espace. Toutes les exploitations à servir sont regroupées en quartiers d'irrigation constitués de parcelles contiguës. L'eau est fournie à toutes les parcelles d'un même quartier simultanément au moment où les canaux desservant les parcelles d'autres quartiers en sont dépourvus. Cependant, malgré tous les efforts pour servir tous les utilisateurs, la satisfaction des besoins en eau reste une préoccupation majeure.

Dès le début des années 1990, l'entretien des drains et des canaux d'irrigation, qui était sous la responsabilité directe de la SRDI, a été confié aux associations des riziculteurs qui doivent mobiliser leurs membres pour l'exécution de ces travaux. N'étant pas conscients des inconvénients du mauvais entretien de drains ou par manque de punition aux contrevenants, les agriculteurs n'ont pas répondu efficacement à ce travail. Des drains ont été alors mal entretenus, d'autres ont été bouchés ; ce qui a rehaussé le niveau de la nappe phréatique qui était déjà chargée en sels. La situation s'est empirée pendant la guerre de 1993 où des situations anarchiques n'ont pas favorisé l'entretien des drains.

L'insuffisance de l'eau d'irrigation et le manque d'entretien de drains a poussé certains riziculteurs à utiliser l'eau des drains pour l'irrigation ou l'eau en provenance de parcelles contiguës en amont, ce qui a augmenté la concentration en sels. Dès lors, le rendement rizicole des certaines parcelles a baissé à cause du manque d'eau d'irrigation et surtout à cause de l'accumulation de sels.

Deux types de nappe existent au sein des formations lacustres anciennes qu'occupe le périmètre de Mugerero (Frankart et Herbillon, 1971) : une nappe perchée qui se situe à une grande profondeur (15 à 70 m) et une nappe suspendue temporaire qui résulte de la compacité des horizons B et parfois du mauvais drainage externe. Pendant la saison humide, le front d'humectation envahit l'horizon B et le transforme en une couche plastique mais n'atteint pas l'horizon C. Vu que le niveau de la nappe perchée est profond et que celle-ci n'est pas libre (Elle est sous pression, piégée sous une couche d'argile), elle n'exercerait pas d'influence sur la chimie des sols de la couche superficielle. Par contre, les eaux de la nappe suspendue sont sous l'influence de l'évaporation. Pendant les périodes sèches, elles sont ramenées à la surface et s'évaporent en laissant en surface les sels qui s'accumulent.

En bref, des sels auraient été laissés par le lac Tanganyika et/ou la rivière Rusizi et auraient été lessivés vers les horizons de profondeur; ils sont solubilisés par les inondations (riziculture et irrigation) et remontent actuellement à la surface sous l'effet de l'évaporation et dans des conditions de mauvais drainage.

2.6.2. Conclusion

La plaine de la Basse Rusizi est constituée d'alluvions lacustres et fluviales issues des contreforts kibariens aux roches métamorphiques et basiques susceptibles de générer les sels par altération. Néanmoins, il est difficile de rechercher l'origine des sels dans ces formations géologiques parce que les eaux des affluents de la Rusizi (côté burundais) qui y prennent source présentent de faibles concentrations en sels. Cependant, les roches carbonatées (marbres et encroûtements) pourraient constituer une source de calcium.

L'analyse de la composition chimique des laves des régions volcaniques du Sud-Kivu, du lac Kivu et des sources thermales de la région de Cibitoke, toutes localisées dans la partie septentrionale du bassin versant de la Rusizi, révèlent des rapprochements entre leurs teneurs en sels et celles des eaux de la Rusizi. La source primaire de la salinité de la rivière Rusizi et des sols de la Basse Rusizi serait donc liée au volcanisme du Kivu et à l'hydrothermalisme de son bassin versant. Des quantités appréciables de cations (Na, K, Mg et Ca) proviendraient de l'altération des roches volcaniques. Quant aux constituants anioniques, la source primaire du CO_3 et de HCO_3 serait l'atmosphère tandis que les ions Cl et SO_4 et une partie de carbonates seraient d'origine hydrothermale et volcanique. Les sulfates proviendraient aussi d'un hydrothermalisme actif dans le fossé du lac Tanganyika. D'importantes quantités d'ions sont déversées dans la Rusizi et arrivent au bout de compte dans le Lac Tanganyika. Les eaux de la

Rusizi étant en équilibre avec la nappe phréatique de la Basse Rusizi, des sels diffusent dans le profil du sol et sont ramenés dans les couches superficielles par remontée capillaire. En cas de débordement pendant la saison pluvieuse, les sols s'imprègnent des sels et, en saison sèche, les sels sont ramenés à la surface par évapoconcentration. Si la principale origine des sels se situe dans le volcanisme et l'hydrothermalisme du Kivu, d'autres sources mineures comprendraient l'hydrothermalisme du fond du lac Tanganyika et les concrétions calcaires des contreforts de Mwirwa. Des facteurs comme la topographie, la proximité du lac, le climat semi-aride et l'irrigation mal conduite faciliteraient la concentration des sols en sels dans la Basse Rusizi.

En définitive, la Rusizi aurait le rôle de transporter les ions dont la source primaire serait l'altération météorique des roches basiques, l'hydrothermalisme et le volcanisme récent du Sud-Kivu. Leur accumulation dans les sols de la Basse Rusizi serait accentuée par l'effet combiné du climat, de la topographie et de la proximité du lac. Les sols du delta de la Rusizi, du fait de la proximité avec le lac Tanganyika seraient sous l'influence directe des eaux du lac et recevraient, en plus des sels issus du volcanisme du Sud-Kivu, des sels provenant de l'hydrothermalisme sublacustre du Tanganyika.

Deuxième partie :

Aspects pratiques et expérimentaux de la recherche

Chapitre 3. Caractérisation physico-chimique des sols halomorphes du périmètre rizicole de Mugerero dans la basse vallée de la Rusizi au Burundi

Résumé

La salinisation des sols est une contrainte majeure à la production rizicole dans le périmètre de Mugerero. Dans cette étude, les propriétés physico-chimiques des sols de ce périmètre sont discutées. Les analyses ont porté sur 19 échantillons composites de surface (prélevés sur 13 parcelles rizicoles et 6 parcelles abandonnées) et 34 échantillons issus des profils pédologiques (creusés sur trois parcelles abandonnées et sur une parcelle rizicole). Les variables analysées étaient constituées des propriétés constitutives (granulométrie, minéralogie des argiles, taux de matière organique et de carbonates totaux et capacité d'échange cationique) ainsi que des propriétés de la solution au rapport sol/eau de 1/2 et du complexe d'échange propre à cette dilution.

Les résultats d'analyse granulométrique montrent que les sols étudiés contiennent des taux d'argile compris entre 5 et 68 % et des taux de sable qui varient entre 88 à 22% dans le sens inverse de celui des taux d'argile tandis que les teneurs en limon oscillent autour de 10%. L'analyse minéralogique de la fraction argileuse montre qu'elle est composée de la kaolinite, de l'illite, des smectites et du quartz. Le taux de carbone organique varie entre 0,04 et 2,23% tandis que celui des carbonates totaux varie entre 0,2 et 8,5%. La CEC mesurée avec l'acétate d'ammonium à pH 7 (CEC-NH₄) varie de 3 à 43 cmolc/kg et est, pour tous les sols, plus faible que la CEC mesurée avec l'acétate de sodium à pH 8,2 (CEC-Na) qui est comprise entre 3 et 50 cmolc/kg. Les deux séries de CEC montrent de meilleures corrélations avec le taux d'argile ($r^2 > 0,89$) qu'avec le taux de carbone organique ($r^2 < 0,30$). Par ailleurs, la relation entre la CEC et ses principales sources de charges superficielles du sol sont telles que $CEC-Na = 2,98C\% + 0,64A\%$ ($r^2 = 0,99$) et $CEC-NH_4 = 3,02C\% + 0,48A\%$ ($r^2 = 0,99$) ; ce qui montre que le complexe d'échange trouve une part importante de son origine dans les minéraux argileux 2:1. Les solutions de sols montrent des pH alcalins à très alcalins (pH > 8 pour 45 solutions sur les 53) et une conductivité électrique (CE) variant entre 0,05 et 11,12 dS/m avec une médiane de 1,21 dS/m. Les anions dominants sont soit les sulfates soit les bicarbonates tandis que le Na domine parmi les cations avec une proportion moyenne de 82%. Contrairement aux observations couramment faites dans la plupart de sols salés du monde, le Cl est faiblement représenté avec en moyenne 1% de la charge anionique. Le complexe d'échange au rapport sol/eau de 1/2 est dominé par le Ca et le Mg pour la plupart des sols tandis que le taux de Na atteint 60% pour certains cas; la part du K demeurant négligeable dans tous les échantillons.

D'autre part, le taux de sodium échangeable (ESP) moyen de 26% pour les parcelles abandonnées est significativement supérieur à celui des parcelles rizicoles qui est de 8%. De même, des augmentations significatives des taux d'argile et des carbonates totaux et de la CEC

sont observées avec la profondeur alors que les taux de carbone organique et de sable diminuent avec la profondeur.

Par ailleurs, la sélectivité d'échange pour Na par rapport aux divalents (Ca+Mg) est correctement décrit par un coefficient de sélectivité de Vanselow (K_V) unique égal à 0,5 ou celui de Gaines et Thomas (K_C) égal à 0,3; tandis que la sélectivité de l'échangeur pour Mg par rapport à Ca est décrit par un coefficient de sélectivité unique, $K_V = K_C = 0,7$. En outre, le coefficient de sélectivité de Gapon (K_G) n'est pas constant mais s'accroît avec l'augmentation de l'ESP. Cependant, dans une gamme de faible sodicité ($SAR < 20 \text{ mM}^{0,5}$), une valeur K_G de l'ordre de 0,012 est valable pour des applications pratiques.

Abstract

Soils salinization is a major constraint to rice production in Mugerero paddy area. In this study, the physico-chemical properties of soils of that locality are discussed. Fifty three soil samples (19 composite samples collected from thirteen rice parcels and six abandoned parcels and 34 samples collected from three horizons of soil profiles dug in three abandoned parcels and one rice parcel) were analyzed for intrinsic properties (texture, clay mineralogy, cation exchange capacity (CEC), organic carbon content (C%) and limestone (CaCO_3)), soluble variables and composition in 1/2 soil to water ratio extracts (pH, electrical conductivity (CE), cations and anions) and exchangeable cations.

Results show that our samples have clay content and sand content that vary from 5 to 68% and from 88 and 22% respectively; silt content oscillating around 10%. X-ray diffraction of the clay fraction shows illite, kaolinite, smectite and quartz as clay minerals. CEC measured using $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ (CEC-NH₄) varies between 3 and 43 cmolc/kg and is less than CEC measured in CH_3COONa (CEC-Na) for all soil samples. The latter CEC varies from 3 to 50 cmolc/kg. The relationships between CEC and the two sources of soil charge are such that $\text{CEC-Na} = 2.98\text{C\%} + 0.64\text{A\%}$ ($r^2 = 0.99$) and $\text{CEC-NH}_4 = 3.02\text{C\%} + 0.48\text{A\%}$ ($r^2 = 0.99$); indicating that an important part of the exchange complex has its origin in the 2:1 layer clay minerals.

Soil solution exhibit an alkaline pH and a CE varying from 0.05 to 11.12 dS/m with a median value of 1,21 dS/m. Soil solution composition are dominated by sulfate or bicarbonate and sodium. The latter cation represents an average proportion of 82% of cation charge. While chloride is widely cited as dominant in salt-affected soils, its content in our soils solutions is very low (average value of 1%). The exchange complex is dominated by Ca and Mg in many soils while Na percentage reaches 60% in some cases. Comparing samples categories, we found that there is no significant difference between the rice fields and those abandoned for particle size distribution and for composition of the soil solution. However, the average exchangeable sodium percentage (ESP) of 26% for abandoned parcels is significantly higher than the one of rice parcels (average value of 8%). Regarding the vertical variability, significant increases with depth are observed for clay and limestone content. Conversely, organic carbon

and sand content decreases significantly with depth. Moreover, Na – (Ca+Mg) exchange equilibrium is well described using Vanselow and Gaines&Thomas selectivity coefficients equal to 0.5 and 0.3 respectively. However, Gapon selectivity coefficient (K_g) is not constant and increases with the increasing sodic load; it seems constant and equal to 0.012 for low sodicity ($SAR < 20 \text{ mM}^{0.5}$). Furthermore, the Mg – Ca exchange equilibrium is well described using a unique value of selectivity coefficient equal to 0.7.

3.1. Introduction

La dégradation de la qualité des sols par la salinisation est un processus connu depuis longtemps dans l'histoire de l'humanité. Ainsi, Jacobsen et Adams (1958) signalent que ce phénomène est apparu dans le Sud de l'Irak vers l'an 2400 avant notre ère. Actuellement, une superficie d'environ 830 millions d'hectares à travers le monde est affectée par la salinité (Qadir et *al.*, 2000), soit 15 % des terres agricoles (Munns, 2005) et au moins 20 % des terres soumises à l'irrigation sont touchées par la salinité et/ou irriguées par des eaux à forte concentration saline (Ghassemi et *al.*, 1995). Selon Qadir et *al.* (2000), plus d'une centaine de pays au monde connaissent des problèmes de salinité des terres, principalement dans les régions arides caractérisées par des évaporations supérieures aux précipitations.

La salinisation peut être causée par des processus naturels liés à l'altération d'alumino-silicates primaires conduisant à la libération d'alcalinité par réaction avec l'anhydride carbonique, et à la dissolution de roches évaporitiques au contact des nappes souterraines (Marlet et Job, 2006). L'accumulation de sels dans les horizons superficiels des sols peut aussi résulter de mauvaises pratiques agricoles telles que l'irrigation par une eau salée, et un mauvais drainage des sels accumulés ; une irrigation excessive par rapport aux besoins des plantes, même avec une eau de qualité acceptable, peut aussi entraîner une remontée de la nappe phréatique favorisant l'ascension capillaire des solutions et une précipitation des sels, voire même un encroûtement salin, à la surface du sol soumise à une forte évaporation (Ghassemi et *al.*, 1995 ; Pitman et Lauchli, 2002).

Au Burundi, les sols affectés par la salinité sont situés dans la plaine de la Basse Rusizi où ce processus a été suspecté depuis plusieurs décennies. Le goût salé des évaporites de la plaine de la Rusizi laissait supposer une forte teneur en NaCl, raison pour laquelle les éleveurs les utilisaient depuis longtemps pour accompagner l'alimentation du bétail. Dans le périmètre de Mugerero, aménagé pour la riziculture irriguée et les polycultures dans les années 1960 et 1970 (Kibiriti, 1981), les premiers signes de salinité sont apparus au début des années 1980, et le phénomène s'est particulièrement amplifié après la guerre civile de 1993. Selon un rapport récent de Kabwa (2010), la salinité affecterait actuellement 375,52 hectares sur les 2534,06 hectares du périmètre, soit 15 % de la superficie, et 182 parcelles d'un demi-hectare chacune particulièrement touchées ont été abandonnées par les agriculteurs. Les pertes de production de riz de ce périmètre sont évidemment énormes.

Quelques études menées sur la chimie des sols salés et de leur végétation au Rwanda-Burundi (Adrians et Waegemans, 1943) et surtout sur la pédogénèse des sols de la Basse Rusizi (Frankart et Herbillon, 1971) ont montré que ces sols contiennent des minéraux relativement solubles tels que des carbonates et sulfates de sodium et de magnésium. Ces caractéristiques particulières peuvent conduire non seulement à une charge sodique excessive sur le complexe d'échange, mais également à un taux important de magnésium échangeable. Cette charge particulière en Mg a fait l'objet de beaucoup moins d'études scientifiques que celles qui sont consacrées à des charges excessives en Na, caractéristique de très loin la plus fréquente dans les sols salés/alcalins de par le monde.

L'objectif spécifique de ce chapitre est de caractériser finement une collection de sols issus du périmètre de Mugerero, en vue de mettre en évidence les particularités physico-chimiques de ces sols. Afin de disposer de sols présentant de grandes diversités au sein de la typicité des sols locaux, des échantillons de surface ont été prélevés dans des parcelles sous riziculture diversement affectées par la salinité et dans des parcelles abandonnées, ainsi que des échantillons à différentes profondeurs dans un nombre limité de parcelles. Cette série d'échantillons devrait permettre d'identifier les processus qui gouvernent la composition de la solution du sol, et d'en quantifier les paramètres en vue d'une insertion dans des modèles hydropédochimiques globaux qui pourraient être utilisés pour la réhabilitation et la gestion de périmètres irrigués dans la plaine de la basse Rusizi. Et de façon plus générale, une compréhension fine des facteurs physico-chimiques est indispensable à l'établissement d'indicateurs de qualité des sols dans le contexte pédologique particulier à la zone étudiée (Bendra *et al.*, 2012).

De façon accessoire à l'objectif ci-dessus, nous vérifierons dans quelle mesure les parcelles abandonnées et les parcelles encore sous riziculture se différencient sur le plan physico-chimique. Un autre chapitre tentera d'établir l'impact des caractéristiques du sol des parcelles sous riziculture, notamment le niveau et le type de salinité, sur les paramètres du rendement du riz.

3.2. Matériel et méthodes

3.2.1. Zone d'étude

Avec une altitude variant entre 775 m (dans le Delta de la Rusizi) et 1000 m (au niveau de l'isohypse marquant le début de l'abrupt de faible pente vers l'est) (Nzigidahera, 2003), la plaine de la Basse Rusizi (Figure 3.1) est la région la plus basse et la plus chaude du Burundi (température moyenne de 24°C). C'est une plaine fluvio-lacustre adossée à l'est aux contreforts de la dorsale et cernée par la rivière Rusizi. Les formations lacustres, dont la largeur peut atteindre plus de 20 km, sont ceinturées au sud et à l'ouest d'alluvions fluviales et lacustres, récentes et actuelles. A l'est, des dépôts de piémont, accrochés aux reliefs du versant oriental du graben, les recouvrent. Des cordons sableux reposent, localement, en discordance sur ces diverses entités morphologiques (Frankart et Herbillon, 1971). Le périmètre rizicole de Mugerero fait partie des formations lacustres anciennes occupées par les vertisols et les solonetz (Frankart, *et al.* 1965 ; Frankart et Herbillon, 1971).

La Basse Rusizi est parcourue par de petites rivières ; dans l'ordre suivant du nord au sud : Kajeke, Ninga, Mpanda, Mutimbuzi et Ntahangwa. Le périmètre de Mugerero est traversé par les rivières Ninga et Mpanda dont les eaux accusent une faible salinité (AESED, 1962 ; Logan, 1954, cités par Frankart et Herbillon, 1971; Kabwa, 2010) contrairement à celles de la Rusizi (Frankart et Herbillon, 1971).

La plaine de la Basse Rusizi bénéficie d'un climat semi-aride comme le montre sa faible pluviométrie moyenne (806 mm/an) et son évapotranspiration potentielle moyenne élevée (872 mm/an) (Hakiza, 2002). C'est un climat de type (AW₄)S selon la classification de Köppen repris par Lohrann *et al.* (1993). Les pluies sont irrégulières et erratiques, avec d'importantes variations entre années.

La zone sur laquelle se concentre notre étude couvre une superficie de près de 800 ha au sud-ouest du périmètre rizicole de Mugerero (Figure 3.2), s'étendant sur les deux blocs les plus touchés par la salinité, à savoir le bloc 81 et le bloc 91. Cette zone se situe entre les coordonnées 29°21' et 29°19' de longitude est et 3°13' et 3°15' de latitude sud.

Dix-neuf parcelles ont été sélectionnées au sein de cette zone, dont treize sous culture de riz et six parcelles couvertes de végétation naturelle, abandonnées par les agriculteurs il y a trois à deux décennies suite à une salinisation devenue

progressivement excessive. Le critère de sélection était la nature et l'état de la végétation en place. Les 13 parcelles rizicoles ont été choisies sur base de l'appréciation visuelle de l'aspect du riz en place (appréciation faite au stade de montaison). On a alors choisi 4 parcelles emblavées par du riz de bonne vigueur, 4 parcelles occupées par du riz de vigueur moyenne et 5 parcelles occupées par du riz de mauvaise vigueur.

Le choix des parcelles abandonnées était basé sur la composition du tapis végétal en supposant que ce sont les variabilités des facteurs pédologiques qui imposent les spécificités des espèces végétales dominantes sur les parcelles abandonnées. Dans cette catégorie de sols, nous avons choisi trois parcelles à dominance de *Cynodon sp.* (*urucaca*), deux parcelles à dominance de *Cyperus platycaulis* (*indava*) et une parcelle à dominance du *Typha domingensis* (*umubere*). Les principales caractéristiques des parcelles choisies ainsi que leurs coordonnées géographiques sont données en annexe.

3.2.2. Echantillonnage

Des échantillons de surface (0-25 cm) ont été prélevés à la tarière sur les 13 parcelles rizicoles et les 6 parcelles abandonnées. Pour chaque parcelle, un échantillon composite a été constitué par mélange de prises ponctuelles effectuées aux écartements de 11 m x 12,5 m, (soit 24 prises par parcelle de 0,5ha). La méthode d'échantillonnage systématique par quadrillage a été utilisée pour éviter toute forme de subjectivité comme décrit par Mathieu et Pieltain (2003). Les prélèvements de sol ont été réalisés en juillet 2011 après la récolte et le retrait de l'eau d'irrigation pour les parcelles rizicoles.

Par ailleurs, des échantillons de profondeur ont été prélevés au sein de 4 parcelles : une parcelle rizicole et trois parcelles abandonnées couvertes respectivement par *Cynodon sp.*, *Typha domingensis* (*umubere*) et *Cyperus platycaulis* (*indava*). A cet effet, 3 fosses pédologiques de 120 cm de profondeur ont été creusées sur chacune de ces parcelles, en alignement sur la médiane principale, respectivement à 1/4, 1/2 et 3/4 de sa longueur. La détermination des horizons a été faite sur la base de la couleur, de la texture et de la résistance à la pénétration. Nous avons ainsi effectué des prélèvements à 3 profondeurs à l'exception de la parcelle couverte de *Cynodon sp.* où nous n'avons distingué que 2 horizons réellement marqués.

Les échantillons ont été séchés à l'air pendant deux semaines. Les sols secs ont été ensuite broyés en pilant dans un mortier en porcelaine avec une pression modérée et

ensuite passés au tamis de 2 mm. Le tamisât ainsi obtenu a été ensaché et conservé pour les analyses physico-chimiques.

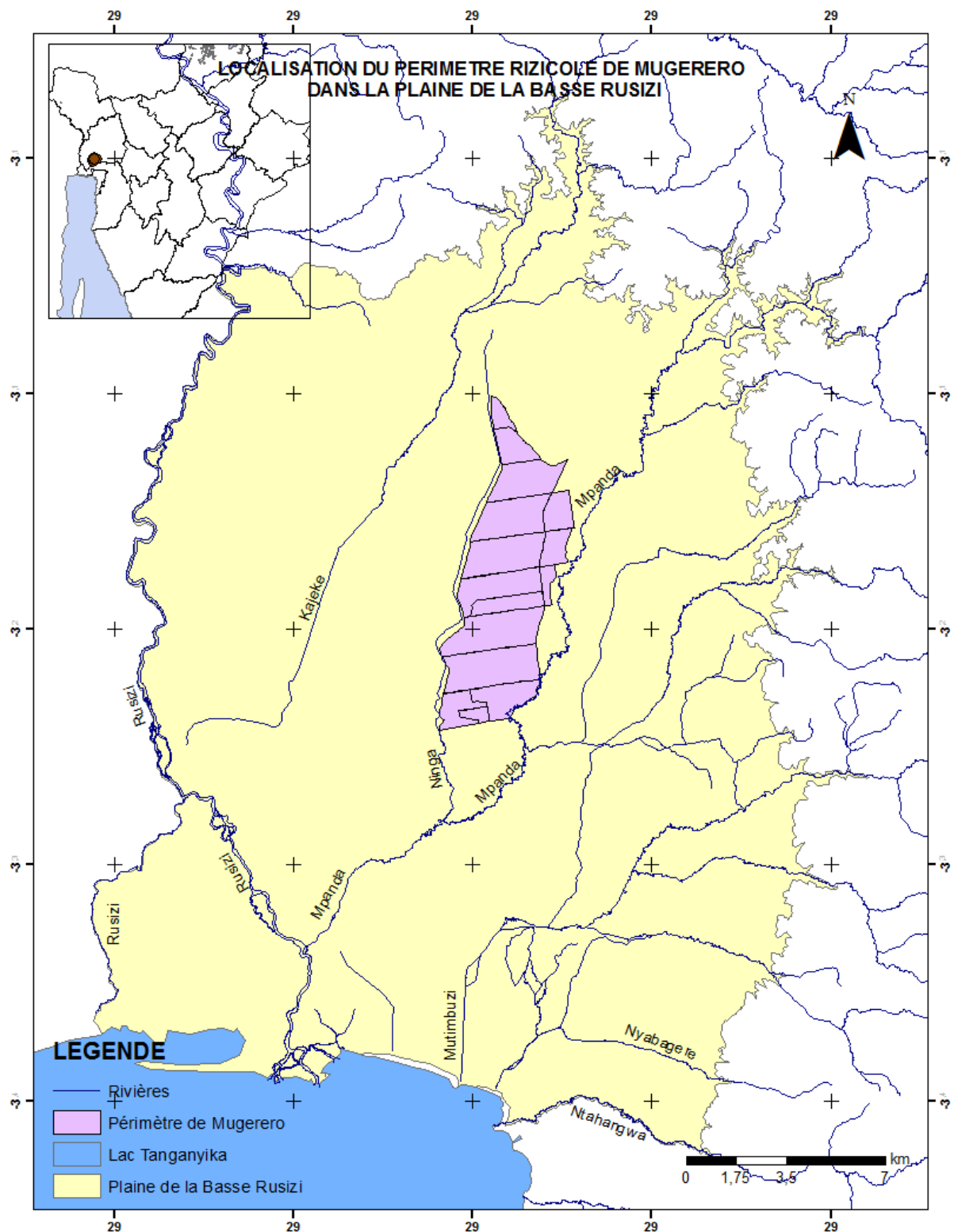


Figure 3. 1: Localisation du périmètre rizicole de Mugerero au sein de la plaine de la Basse Rusizi

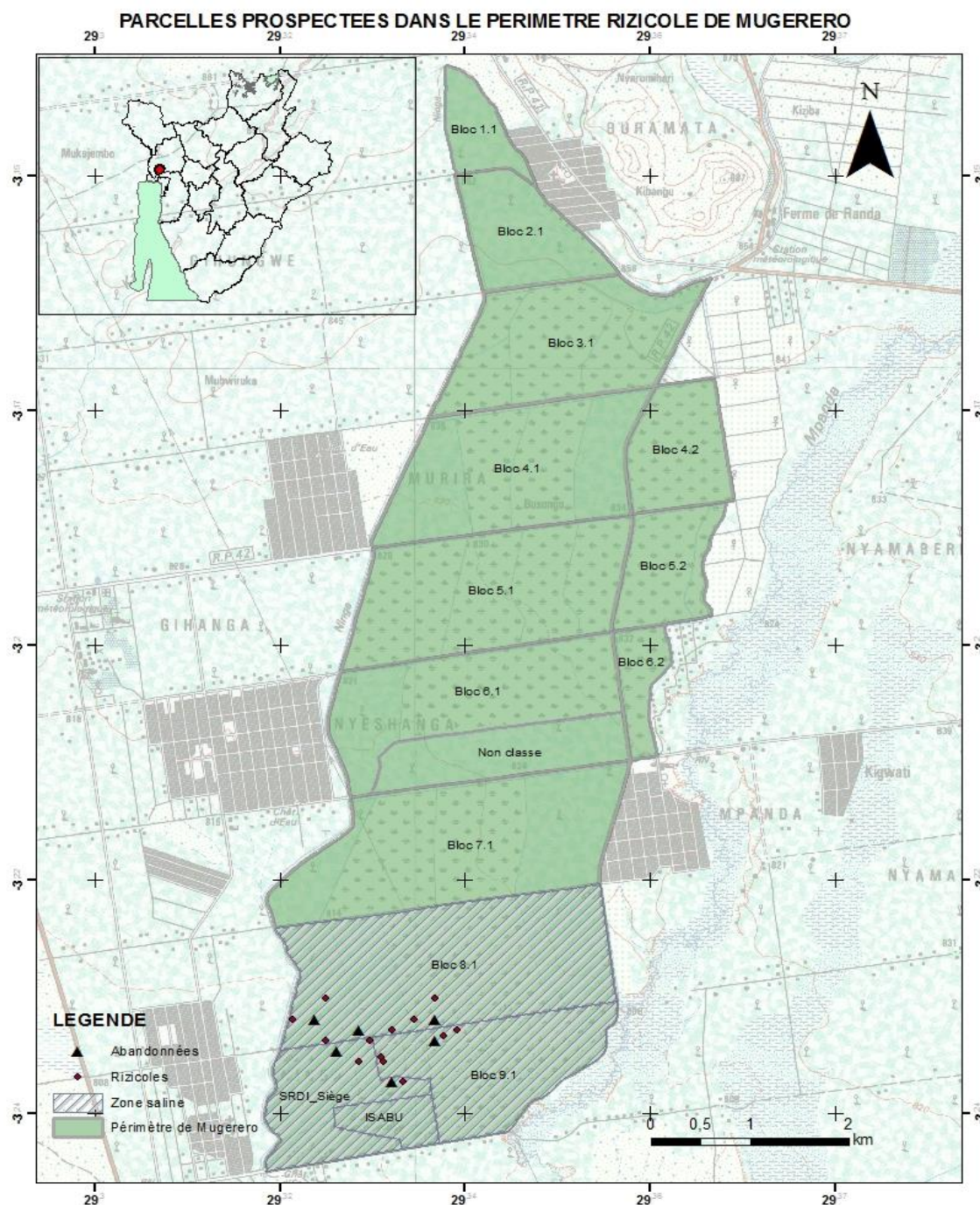


Figure 3. 2: Localisation de la zone d'étude dans le périmètre rizicole de Mugerero

3.2.3. Analyses physico-chimiques

Les méthodes classiques d'analyse que nous avons utilisées sont décrites en détail dans divers ouvrages tels que celui de Van Ranst et al. (1999), le Soil Survey Staff (1996) et le Soil Survey Staff (2004). En bref, le fractionnement granulométrique a été effectué après attaque de la matière organique par l'eau oxygénée et du calcaire par l'acide chlorhydrique. La fraction argileuse a été dispersée par addition d'hexaméthaphosphate de sodium suivie d'un traitement aux ultrasons. Le pH et la

conductivité électrique (CE) ont été mesurés sur des suspensions sol-eau au rapport 1/5 (w/v). La teneur en carbone oxydable a été déterminée par la méthode de Walkley et Black et le calcaire total par addition de H_2SO_4 0,5M et titration en retour par NaOH 0,5M. Les cations extractibles et la capacité d'échange cationique (CEC) ont été déterminées selon deux modalités, d'une part par la méthode Metson (extraction des cations à l'Acétate- NH_4 1M, pH 7 ; lavage de l'excès d'extractant à l'éthanol ; extraction de NH_4^+ par KCl 1M), et d'autre part par la méthode Bower (extraction des cations à l'Acétate-Na 1M, pH 8,2 ; lavage de l'excès d'extractant à l'éthanol ; extraction de Na^+ par l'Acétate- NH_4 1M, pH 7). Cette dernière méthode à pH plus élevé est préconisée pour éviter, ou du moins minimiser, l'éventuelle dissolution de carbonate calcique par une extraction à pH 7. En contrepartie, elle ne peut évidemment pas être utilisée pour la mesure du sodium échangeable.

Par ailleurs, en vue d'identifier les éléments contribuant qualitativement et quantitativement à la salinité des sols, nous avons préparé, dans des conditions conventionnelles de référence pour tous les échantillons, des suspensions sol-eau au rapport 1/2 (w/v) par ajout de 100 ml d'eau déminéralisée à 50 g de sol sec. Les suspensions ont été laissées pour équilibrage pendant 12 heures puis agitées pendant 15 minutes avant de passer à la centrifugation à 2700 g pendant 15 min. Les solutions décantées ont été filtrées sur papier Whatman n°41. Les concentrations en cations (Ca, Mg, Na, K) ont été déterminées par spectroscopie d'émission atomique à plasma ICP-AES ; les concentrations en anions non carbonatés (F, Cl, NO_3 , NO_2 , PO_4 et SO_4) ont été déterminées par chromatographie ionique en phase liquide à haute performance (HPLC) et les concentrations en CO_3 et en HCO_3 ont été obtenues par titrage potentiométrique. Les teneurs de ces cations solubles à ce rapport sol/eau 1/2 ont été aussi utilisées pour calculer les cations réellement échangeables en les déduisant des bases extractibles à l'Acétate- NH_4 1M, pH 7 et à l'Acétate-Na 1M, pH 8,2.

En outre, une analyse minéralogique de la fraction argileuse par diffraction des rayons X a été réalisée pour les quatre échantillons composites de surface provenant des quatre parcelles sur lesquelles on a creusé les fosses pédologiques. Cette analyse a été faite sur la fraction argileuse décarbonatée et sans matière organique (échantillons obtenus après traitement à l'eau oxygénée et à l'acide chlorhydrique lors de l'analyse granulométrique). Les argiles étaient d'abord saturées en K ou en Mg. Les argiles saturées en K étaient portées aux températures de 20°C, 150°C, 300°C et 550°C ; tandis que celles saturées en Mg étaient analysées soit sans aucun autre traitement à 20°C, soit après traitement à l'éthylène glycol (EG).

3.2.4. Analyse statistique

Lorsqu'il s'est avéré opportun, les résultats ont été soumis à une analyse de la variance à un seul facteur avec le logiciel SAS Enterprise Guide 4.3 en vue de comparer les moyennes des paramètres pédologiques des parcelles rizicoles à celles des parcelles abandonnées d'une part, et entre celles des horizons des profils pédologiques d'autre part. A cet effet, les tests multivariés de Student-Newman-Keuls ($P \leq 0,05$) ont été utilisés. Des relations corrélatives sous forme de régression linéaire ont été établies entre certaines variables physico-chimiques des sols avec Excel 2010.

3.3. Résultats et discussion

Des tableaux détaillés de tous les résultats figurent en annexe. Dans la présentation qui suit, les résultats seront repris en tableaux selon les besoins de comparaisons entre groupes d'échantillons ou sous forme de graphiques reprenant l'ensemble des échantillons.

3.3.1. Caractéristiques constitutives

Nous examinerons d'abord les caractéristiques constitutives des sols échantillonnés, à savoir la composition granulométrique et minéralogique, la teneur en matière organique, ainsi que la capacité d'échange des cations intrinsèquement tributaire de ces constituants. Cet examen permettra de visualiser la diversité des caractéristiques de base des échantillons récoltés.

3.3.1.1. Texture du sol

La composition granulométrique de tous les échantillons est reportée sur un triangle textural à la figure 3.3. Les échantillons de surface se distinguent par une très grande variabilité de la teneur en argile, dans une gamme de 10 à 70% ; la teneur en limon (silt) présentant peu de variation autour d'une valeur de l'ordre de 10%, la teneur en sable suit une variation inverse à celle de l'argile, dans une gamme de 80 à 20%. Les échantillons issus des profils présentent clairement une augmentation de la teneur en argile avec la profondeur.

L'examen visuel du triangle textural est complété par quelques analyses statistiques au tableau 3.1. Pour les 19 échantillons composites de surface, aucune différence significative de granulométrie moyenne n'est observée entre les parcelles rizicoles et les parcelles abandonnées. Par ailleurs, l'analyse statistique confirme bien une augmentation significative du taux d'argile avec la profondeur dans les 4 parcelles (les

valeurs moyennes pour chaque parcelle sont issues des résultats de 3 fosses pédologiques), alors que le taux de sable varie dans en sens inverse, le taux de limon ne présentant aucune variation significative avec la profondeur.

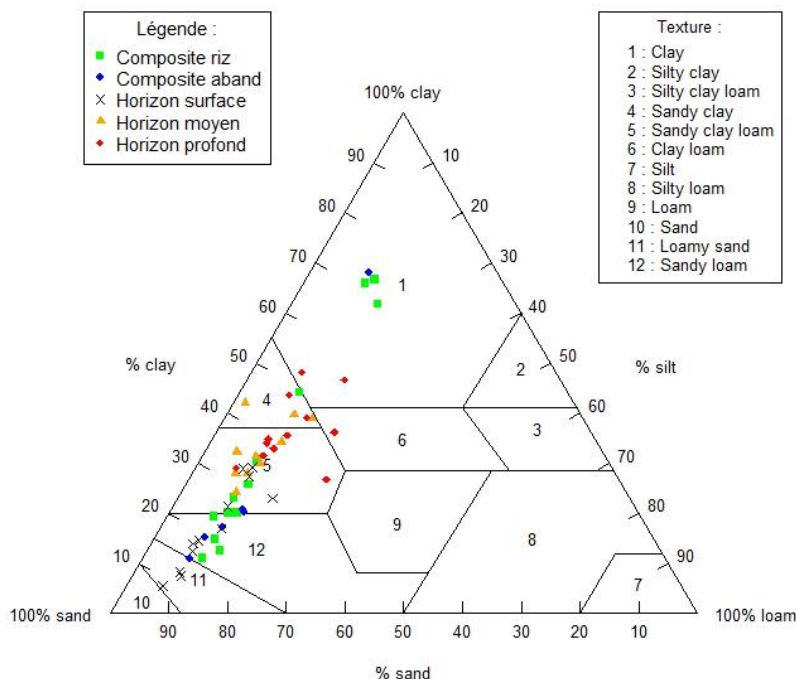


Figure 3. 3: Position des échantillons récoltés dans le triangle textural

3.3.1.2. Minéralogie de la fraction argileuse

Les diagrammes de diffraction des rayons X de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de quatre échantillons de sols sont montrés à la figure 3.4. L'observation de ces diffractogrammes révèle que la composition minéralogique de la fraction argileuse des échantillons analysés est plus ou moins identique. Elle est constituée d'illite, de quartz, de kaolinite et de smectite. L'illite est reconnaissable par la constance de la distance inter-réticulaire d_{001} à $10 \text{ \AA}$, le quartz par les réflexions d_{001} à $4,26 \text{ \AA}$ et d_{002} à $3,34$; la kaolinite par la réflexion d_{001} à $7 \text{ \AA}$ qui disparaît aux températures supérieures à 300°C . La smectite est identifiable par un pic d_{001} à $12\text{-}15 \text{ \AA}$ qui passe à $10 \text{ \AA}$ par chauffage à 550°C et à $17 \text{ \AA}$ par traitement à l'EG des échantillons saturés en Mg.

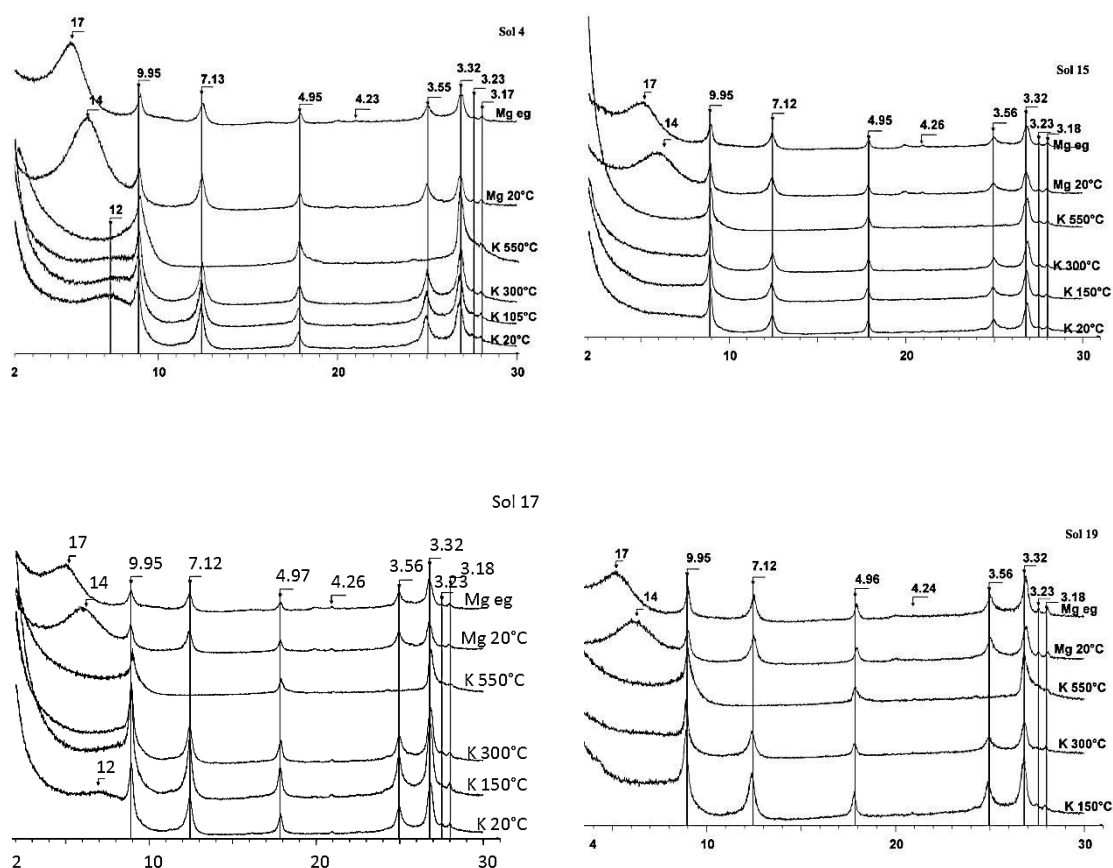


Figure 3. 4: Spectres de diffraction des rayons X obtenus sur la fraction argileuse de quatre sols de Mugerero

3.3.1.3. Teneur en matière organique

Les teneurs en carbone organique au sein des échantillons composites de surface présentent une variabilité très élevée, de 0,32 à 2,43%, résultant logiquement tant de facteurs anthropiques que de facteurs pédogénétiques. Ainsi on note une bonne corrélation du taux de C organique avec la teneur en argile ($r^2 = 0,70$), traduisant une stabilisation des composés humiques en interaction avec la fraction argileuse. On ne note cependant aucune différence significative de teneur moyenne en C organique entre les parcelles sous riziculture et les parcelles abandonnées (Tableau 3.1) ; il se peut que la relation avec la texture masque l'effet éventuel de l'état cultural des parcelles, vu que les teneurs moyennes en argile n'étaient pas non plus significativement différentes entre les 2 groupes de parcelles.

Comme attendu, la teneur en C organique diminue systématiquement et significativement avec la profondeur dans les 4 parcelles où des fosses pédologiques ont été creusées (Tableau 3.1). Les valeurs plus élevées de matière organique dans les horizons de surface sont dues aux activités agricoles et aux racines des végétaux qui les couvrent.

3.3.1.4. Capacité d'échange cationique

Deux méthodes ont été utilisées pour la mesure de la capacité d'échange cationique, différant par le cation saturant (NH_4^+ ou Na^+) et le tamponnement du pH de la solution (pH 7 ou pH 8,2 respectivement). Les valeurs de CEC obtenues pour les 53 échantillons de cette étude sont présentées à la figure 3.5.

On note une excellente relation linéaire entre les 2 types de mesures; la pente de la relation CEC-Na vs CEC- NH_4 (forcée ou non par l'origine) indique que les mesures de CEC à pH 8,2 sont supérieures de 18 à 25% en moyenne aux mesures à pH 7. Cette différence peut être due à la fois à une augmentation de la déprotonation des charges variables avec l'augmentation de pH, et à un effet du cation saturant. Dans nos sols, les faibles teneurs en matière organique, surtout dans les horizons de profondeur, et la présence de minéraux argileux 2 :1 comme discuté ci-dessous, donne à penser qu'il s'agit principalement d'une exploration plus large des sites d'échange par le Na que par le NH_4 . Ce dernier cation pourrait refermer les feuillets argileux en périphérie, rendant ainsi une partie des sites interfoliaires inaccessibles, alors que le Na, toujours fortement hydraté, explorerait plus profondément ces sites interfoliaires.

Il est intéressant de tenter de relier les valeurs de CEC aux deux grands types de constituants responsables des charges négatives superficielles, à savoir les constituants organiques et les minéraux argileux. Des régressions simples et doubles ont été établies entre d'une part la CEC, et d'autre part la teneur en C organique (C%) et la teneur en argile (A%). Les équations suivantes ont été obtenues :

$$\text{CEC-Na} = 15,44 + 7,22 \text{ C\%} \quad r^2 = 0,21 ; p = 0,0002 \quad (3.1)$$

$$\text{CEC-Na} = 2,50 + 0,64 \text{ A\%} \quad r^2 = 0,92 ; p < 0,0001 \quad (3.2)$$

$$\text{CEC-Na} = 1,78 + 2,68 \text{ C\%} + 0,60 \text{ A\%} \quad r^2 = 0,94 ; p < 0,0001 \quad (3.3)$$

$$\text{CEC-Na} = 2,97 \text{ C\%} + 0,64 \text{ A\%} \quad r^2 = 0,99 ; p < 0,0001 \quad (3.4)$$

$$\text{CEC-NH}_4 = 11,53 + 7,15 \text{ C\%} \quad r^2 = 0,28 ; p < 0,0001 \quad (3.5)$$

$$\text{CEC-NH}_4 = 1,31 + 0,52 \text{ A\%} \quad r^2 = 0,89 ; p < 0,0001 \quad (3.6)$$

$$\text{CEC-NH}_4 = 0,51 + 2,93 \text{ C\%} + 0,48 \text{ A\%} \quad r^2 = 0,93 ; p < 0,0001 \quad (3.7)$$

$$\text{CEC-NH}_4 = 3,01 \text{ C\%} + 0,49 \text{ A\%} \quad r^2 = 0,99 ; p < 0,0001 \quad (3.8)$$

Vu l'étroite corrélation entre CEC-Na et CEC-NH₄, les mêmes observations s'imposent à l'examen de ces équations. La variance de la CEC est davantage expliquée par la teneur en argile que par la teneur en matière organique, tout en notant une amélioration de la régression lorsque l'on prend en compte les deux types de constituants. Les coefficients de régression des équations doubles permettent d'estimer que la fraction argileuse de nos échantillons présente une CEC de l'ordre de 64 cmolc/kg à pH 8,2 et de l'ordre de 49 cmolc/kg à pH 7. De telles valeurs impliquent que la fraction argileuse contienne des minéraux de type 2:1 (smectites, vermiculites), vu que les minéraux de type 1:1 (kaolinite) ont des CEC qui ne dépassent guère 10 cmolc/kg (Landon, 1991 ; Duchaufour, 1988 ; Juo et Franzluebbers, 2003 ; Bourg et Sposito, 2011). Les régressions doubles (forcées par l'origine) indiquent que la CEC d'origine organique est de l'ordre de 297 cmolc/kg C à pH 8,2 et de 301 cmolc/kg C à pH 7. Si l'on admet qu'une estimation de la teneur en matière organique (MO) puisse être obtenue en multipliant la teneur en C organique par 1,72 (ce qui correspond à une MO organique contenant 58% de C), la CEC de la matière organique de nos sols serait de l'ordre de 183 cmolc/kg à pH 8,2 et 182 cmolc/kg à pH 7. Ces valeurs se situent dans une fourchette de valeurs assez faibles pour des composés humiques (150 – 250 cmolc/kg) et pourraient traduire une humification relativement lente des résidus végétaux, processus bien établi en sols anoxiques tels que ceux qui sont soumis à la riziculture. Comme attendu, au vu de l'absence de différences significatives de teneurs en argile et en C organique entre les horizons de surface des parcelles rizicoles et ceux des parcelles abandonnées, les CEC ne présentent pas non plus de différences significatives entre ces 2 groupes d'échantillons (Tableau 3.1). Dans les profils échantillonnés, la logique de variation de la CEC avec la profondeur est moins évidente puisque la teneur en argile augmente avec la profondeur alors que la teneur en matière organique diminue. Le tableau 3.1 montre que l'horizon de surface a, de fait, une CEC plus faible que les horizons de profondeur, mais par contre, les différences de CEC entre les 2 profondeurs suivantes ne sont pas significatives, traduisant une compensation de la diminution de la teneur en matière organique par une augmentation de la teneur en argile.

Tableau 3. 1 : Composition granulométrique, pH, CE, teneurs en carbone organique et en CaCO₃ et valeurs de la capacité d'échange cationique des échantillons de sols de Mugerero*

Hz	Pr.	Sable	Limon	Argile	C	CEC-NH ₄	CEC-Na	CE1/5	pH _{H₂O} 1/5	CaCO ₃
	(cm)	(%)	(%)	(%)	(%)	(cmolc/kg)	(cmolc/kg)	(dS/m)		(%)
1. Echantillons composites										
Parcelles rizicoles (n=13)										
A	0-25	57,2±1,3 ^a	10,8±1,6 ^a	32,0±20,6 ^a	1,36±0,6 ^a	20,0±12,6 ^a	24,6±14,7 ^a	0,44±0,38 ^a	7,9±0,8 ^a	1,18±1,62 ^a
Parcelles abandonnées (n=6)										
A	0-25	64,2±21,4 ^a	10,4±1,8 ^a	25,4±21,2 ^a	1,13±0,7 ^a	15,3±10,5 ^a	18,9±11,8 ^a	1,35±1,86 ^a	8,65±1,4 ^a	1,85±2,07 ^a
2. Echantillons des profils pédologiques										
Parcelle rizicole										
A	0-35	78,7±1,1 ^a	7,6±0,4 ^a	13,6±1,1 ^b	0,65±0,11 ^a	9,4±0,9 ^b	11,1±1,5 ^b	0,05±0,04 ^b	7,8±0,9 ^b	0,56±0,19 ^b
B	35-58	62,8±3,5 ^b	9,3±0,1 ^a	27,8±3,6 ^a	0,25±0,07 ^b	15,8±2,0 ^a	20,2±1,1 ^a	0,18±0,09 ^a	9,7±0,3 ^a	3,26±2,07 ^{ab}
C	58-120	57,4±6,1 ^b	9,7±2,7 ^a	32,8±3,5 ^a	0,17±0,02 ^b	18,3±2,7 ^a	22,9±3,0 ^a	0,19±0,04 ^a	9,76±0,1 ^a	6,67±3,10 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cynodon sp.</i>										
A	0-35	61,7±1,1 ^a	11,33±4,2 ^a	27,02±3,5 ^a	0,36±0,06 ^a	15,9±1,1 ^a	20,0±0,3 ^a	2,51±0,9 ^a	8,42±0,1 ^a	0,87±0,42 ^b
C	35-120	56,4±1,5 ^b	10,4±0,9 ^a	33,2±1,7 ^a	0,18±0,06 ^b	16,8±1,1 ^a	20,6±1,0 ^a	2,42±0,9 ^a	8,97±0,4 ^a	3,67±0,71 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Typha domingensis</i>										
A	0-20	68,2±5,1 ^a	9,9±0,6 ^a	21,9±5,3 ^b	1,03±0,07 ^a	13,1±3,5 ^b	18,6±3,6 ^b	0,78±0,19 ^a	8,26±0,7 ^b	0,49±0,11 ^b
B	20-75	50,3±5,1 ^b	9,5±6,7 ^a	40,17±1,7 ^a	0,5±0,03 ^b	18,7±4,3 ^{ab}	27,6±2,0 ^a	0,62±0,01 ^a	9,44±0,2 ^a	2,43±1,81 ^{ab}
C	75-120	41,2±3,9 ^b	15,2±5,9 ^a	43,6±6,6 ^a	0,26±0,04 ^c	22,8±2,9 ^a	29,9±2,2 ^a	0,54±0,10 ^a	9,67±0,1 ^a	4,29±1,26 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cyperus platycaulis</i>										
A	0-25	85,5±2,5 ^a	7,5±1,1 ^a	7,1±1,5 ^b	0,34±0,02 ^a	4,2±1,0 ^b	4,8±1,07 ^b	1,00±0,49 ^a	9,99±0,7 ^a	1,00±0,41 ^b
B	25-77	60,2±5,8 ^b	8,4±3,4 ^a	31,4±3,2 ^a	0,27±0,04 ^{ab}	17,1±2,1 ^a	21,4±2,1 ^a	1,75±1,71 ^a	9,44±0,7 ^a	1,1±0,19 ^b
C	77-120	48,0±1,5 ^c	15,4±7,4 ^a	36,5±8,7 ^a	0,15±0,09 ^b	18,1±2,0 ^a	23,0±2,8 ^a	1,33±1,58 ^a	9,53±0,4 ^a	4,26±1,37 ^a

*Les valeurs sont des moyennes suivies des écart- types

^{a,b,c} : Pour les échantillons composites, les moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%. Pour les échantillons des profils pédologiques, les moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne et dans la même parcelle ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%

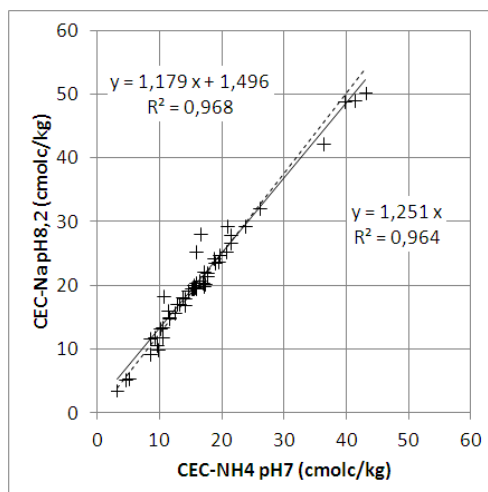


Figure 3. 5: Relation entre la CEC-Na pH 8,2 et la CEC-NH4 pH 7 (en trait plein : régression linéaire non forcée par l'origine ; en pointillé : régression linéaire forcée par l'origine)

3.3.2. Salinité totale et alcalinité

3.3.2.1. Conductivité électrique

La conductivité électrique (CE) des suspensions sol/eau 1/5 varie dans une très large gamme, de moins de $0,1 \text{ dS m}^{-1}$ à plus de 5 dS m^{-1} sur l'une des parcelles abandonnées, traduisant des niveaux de salinité extrêmement variables. Bien que l'analyse statistique présentée au tableau 3.1 ne révèle pas de différence significative entre les parcelles abandonnées et les parcelles sous riziculture pour le facteur CE, les parcelles abandonnées présentent dans l'horizon de surface une salinité relativement plus élevée que les parcelles sous riziculture. Cette observation est confirmée par les mesures sur profils, où sur toute la profondeur échantillonnée, la CE de la parcelle rizicole reste inférieure à $0,2 \text{ dS m}^{-1}$; parmi les 3 parcelles abandonnées, la plus affectée par la salinité est celle où la végétation naturelle est dominée par *Cynodon sp.* Si l'on voulait replacer ces sols dans une classification de salinité, il faudrait disposer des conductivités de la pâte saturée. On peut estimer que les suspensions 1/5 sont 5 à 10 fois plus diluées que des extraits de pâte saturée (pour lesquelles, selon la texture, il faut ajouter de 50 à 100 mL d'eau à 100 g de sol sec pour arriver à saturation). Un sol est rangé dans la catégorie des sols salins si la CE de sa pâte saturée est d'au moins 4 dS m^{-1} , ce qui correspondrait à une CE de l'ordre de $0,4$ à $0,8 \text{ dS m}^{-1}$ pour l'extrait 1/5 si l'on ne considère, en première approximation, que l'effet de dilution des sels solubilisés. Selon ce critère, les valeurs moyennes de CE des parcelles abandonnées (échantillons de surface et des profils) relèveraient de sols salins, alors que les valeurs moyennes de CE des parcelles rizicultivées seraient à la limite ou inférieure au seuil de classification comme sol salin.

3.3.2.2. pH

A l'exception de 8 échantillons, tous les sols analysés présentent des pH (des suspensions au rapport sol/eau 1/5) supérieurs à 8, avec quelques valeurs extrêmes de l'ordre de 10. Dans tous les profils, y compris celui de la parcelle rizicultivée, le pH est supérieur à 9 dans les horizons de profondeur. Selon le classement de USDA (1998), les sols échantillonnés sont alcalins à fortement alcalins. Sur le plan physico-chimique, il est utile de rappeler que le pH de la solution du sol ne peut dépasser des valeurs de l'ordre de 8,5 (valeur vraiment maximale d'équilibre avec la calcite) que s'il y a présence de sels carbonatés solubles, typiquement des carbonates de Na, voire de Mg dans des contextes géopédochimiques particuliers comme celui qui est étudié ici. Cet aspect sera développé dans la section consacrée aux extractions de solutions de sol.

3.3.2.2. Carbonates totaux

Sur le plan analytique, la teneur en carbonates est déduite de la quantité d'acide fort neutralisable par l'échantillon de sol. Cette consommation de protons est attribuée au carbonate de calcium, la calcite, minéral carbonaté peu soluble dominant très largement dans les sols à pH proche de ou supérieur à 8. Dans le cas de sols salins alcalins, les minéraux carbonatés beaucoup plus solubles participent aussi à la réaction et la conversion de la teneur en carbonate en teneur en CaCO_3 doit donc être effectuée avec prudence. Les résultats ont cependant été exprimés conventionnellement en teneur en CaCO_3 , sous réserve d'affinement ultérieur dans ce chapitre. Il s'avère que tous les échantillons sont carbonatés, ce qui est cohérent avec les valeurs de pH. Les échantillons de surface présentent des teneurs de l'ordre du pourcent de CaCO_3 , ces teneurs augmentant nettement avec la profondeur jusqu'à des valeurs de 4 à 6 % dans l'horizon inférieur des profils échantillonnés.

3.3.3. Analyse ionique détaillée des sels solubles

3.3.3.1. Cohérence des résultats analytiques

Avant tout examen physico-chimique, nous avons d'abord procédé à une analyse de cohérence de l'importante quantité de données résultant de l'analyse de solutions extraites au rapport sol/eau 1/2 sur nos 53 échantillons. La cohérence des résultats analytiques a été opérée sur la base d'une comparaison des CE et pH de ces solutions avec les valeurs de ces paramètres mesurés au rapport sol/eau 1/5, sur la base d'une comparaison entre concentrations équivalentaires totales de cations et anions, sur la base d'une comparaison entre CE et concentrations salines totales, et sur la base de

relations d'équilibre entre cations des solutions et cations des complexes d'échange. Il est apparu que 6 échantillons sur les 53 s'écartaient de l'allure générale des points pour un ou plusieurs de ces critères, les « anomalies » concernant les cations et non pas les anions. Il s'est avéré que ces échantillons correspondaient strictement à ceux pour lesquels des concentrations non nulles d'Al et de Fe avaient été mesurées dans les solutions extraites. Or il est clair que dans nos conditions d'extraction, il ne pouvait y avoir d'Al ni de Fe en solution (solutions non acides, et en aérobose), et que les valeurs mesurées par ICP ne pouvaient dès lors provenir que de colloïdes ayant échappé à la filtration, par accident ou par dispersion trop fine de certaines particules. Après vérification qu'il ne s'agissait pas de colloïdes organiques, l'hypothèse logique de la présence de fines particules argileuses a permis de soustraire des concentrations de cations mesurées des quantités satisfaisant l'égalité entre somme des cations et somme des anions, dans des rapports se conformant aux relations d'équilibre avec les complexes d'échange établies sur la base des 47 échantillons ne présentant pas d'incohérence analytique.

La figure 3.6 compare les concentrations cationiques et anioniques totales et la figure 3.7 présente la relation entre la salinité totale, estimée par la moyenne entre concentrations cationiques et anioniques totales, et la conductivité électrique. Les relations observées permettent de présumer d'une excellente qualité des résultats analytiques.

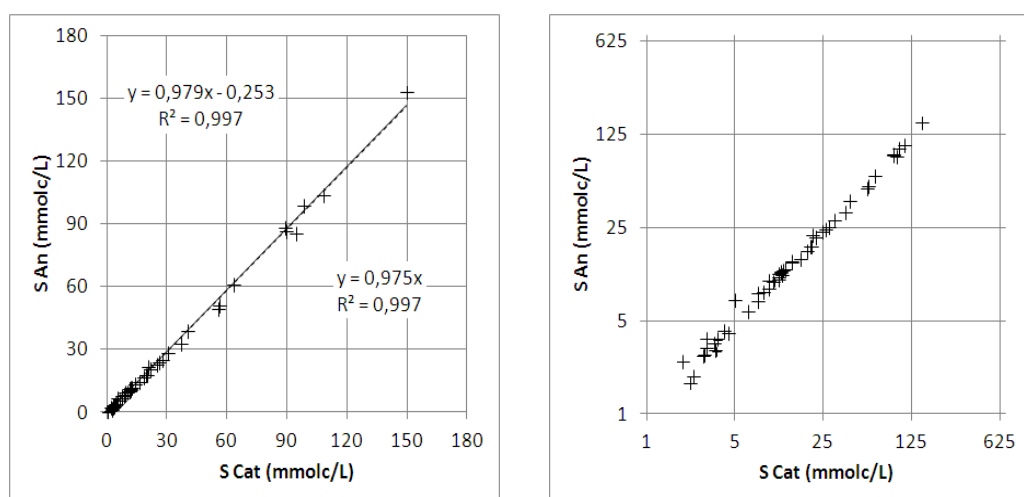


Figure 3. 6: Relation entre les concentrations anioniques (S An) et cationiques (S Cat) totales dans les extraits aqueux 1/2 (à gauche: échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique ; en trait plein : régression linéaire non forcée par l'origine ; en pointillé : régression linéaire forcée à l'origine

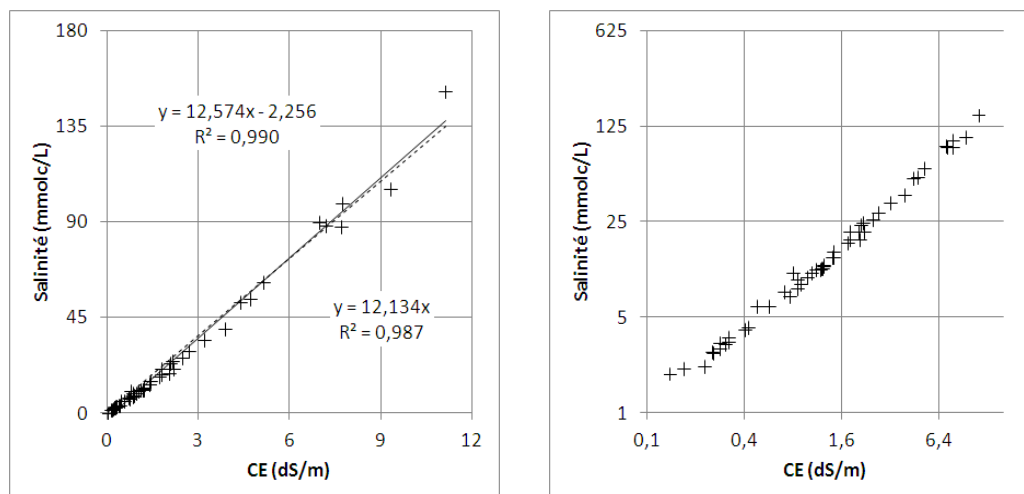


Figure 3. 7: Relation entre la salinité des solutions et la conductivité électrique (CE) des extraits aqueux 1/2 (à gauche: échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique ; en trait plein : régression linéaire non forcée par l'origine ; en pointillé : régression linéaire forcée à l'origine

3.3.3.2. Comparaison de pH et CE des extraits 1/2 avec les suspensions 1/5

Tant pour la vérification de la cohérence analytique que pour l'interprétation physico-chimique, il est aussi intéressant de comparer les valeurs de pH et CE mesurées sur les extraits 1/2 et les suspensions 1/5. On note une excellente relation linéaire entre les CE aux deux rapports sol/eau, avec un coefficient de régression de 2,3 (Figure 3.8). Ce coefficient est très proche du facteur de dilution (2,5), ce qui signifierait que la totalité des sels solubilisés au rapport 1/5 le seraient dès le rapport 1/2, ou en d'autres termes que les solutions extraites ne seraient pas saturées par rapport à des minéraux réputés solubles, essentiellement des sels de sodium et de magnésium. La solubilité des sels de Ca est par contre nettement plus faible et la différence entre le facteur 2,3 et le facteur de dilution effectif 2,5 (en supposant une parfaite proportionnalité entre CE et concentrations salines totales) pourrait être liée à la saturation des solutions en calcite et éventuellement en gypse, aspects qui seront abordés ultérieurement.

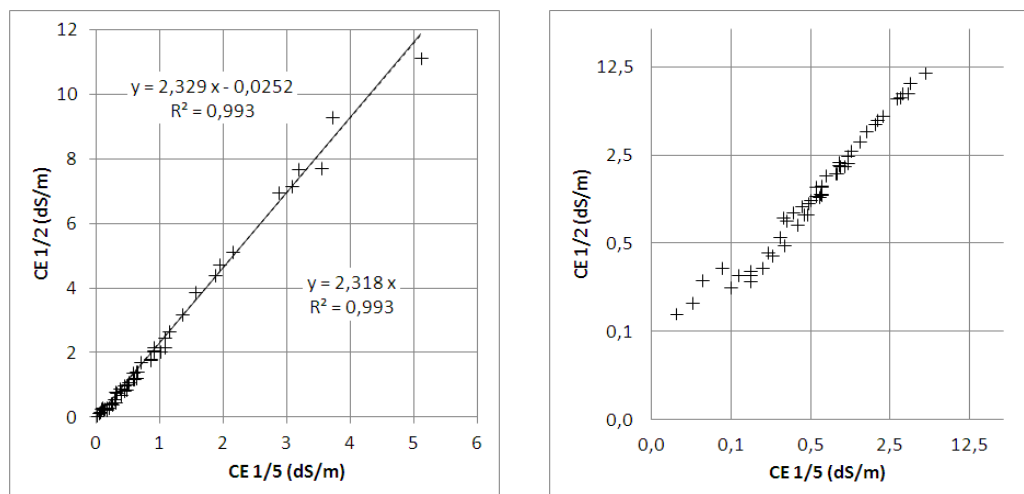


Figure 3. 8: Relation entre la CE des solutions de sols au rapport 1/2 et celle des suspensions au rapport sol/eau 1/5 (en trait plein : régression linéaire non forcée par l'origine ; en pointillé : régression linéaire forcée par l'origine ; à gauche: échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique)

Quant aux valeurs de pH aux rapports sol/eau 1/2 et 1/5, la figure 3.9a montre aussi que la dilution de la suspension induit des valeurs de pH plus élevées, observation couramment rapportée dans la littérature (McGeogre, 1937 ; Keaton, 1938 ; McGeogre, 1944 ; Binkley et Richter, 1987 ; Landon, 1991 ; Soil Survey Staff, 2009). La différence entre les valeurs mesurées aux deux rapports sol/eau est attribuable, parmi d'autres facteurs, à des différences de pouvoir tampon, qui dépend principalement des constituants à charge variable et donc de la teneur en matière organique. La figure 3.9b montre de fait une tendance en ce sens pour notre série d'échantillons de sols, mais la figure montre aussi que d'autres processus interviennent manifestement dans cette liaison, tels que l'effet tampon des carbonates solubles dépendant notamment du pH lui-même, ainsi que l'effet tampon lié à la solubilité de la calcite.

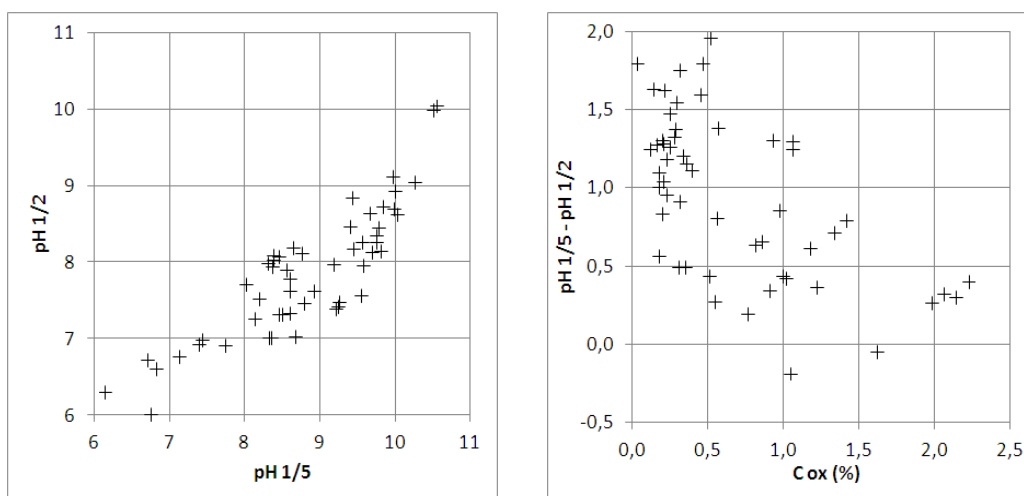


Figure 3. 9a: Relation entre le pH des extraits aqueux au rapport 1/2 et le pH des suspensions de sol au rapport 1/5 (à gauche) ; Figure 3.9b. Relation entre la différence de pH aux dilutions sol/eau 1/5 et 1/2 et la teneur en carbone oxydable (à droite)

3.3.3.3. Composition ionique des solutions extraites

Globalement, les variations de salinité totale des solutions extraites, telles que traduites par les variations de conductivité électrique, résultent de concentrations variables en Na (Figure 3.10). Le coefficient de régression de 9,46 entre CE (dS.m^{-1}) et concentration en Na (mmolc.L^{-1}) confirme que le cation largement dominant dans la salinité totale est le Na, puisque ce coefficient est de l'ordre de celui qui lie la CE à la concentration totale en sels. La figure 3.11 montre par ailleurs que l'anion sulfate présente des concentrations qui suivent de près celles du sodium. Les concentrations en Mg et sulfate sont bien corrélées ($r^2 = 0,82$), mais le Mg présente toutefois des concentrations 4 à 5 fois moindres que celles du sulfate. Et lorsque l'on somme les concentrations en Na et Mg, on obtient une relation linéaire remarquable avec la concentration en sulfate (Figure 3.12), avec une pente proche de l'unité indiquant que la salinité de nos solutions est largement dominée par les sels sulfatés de Na et Mg.

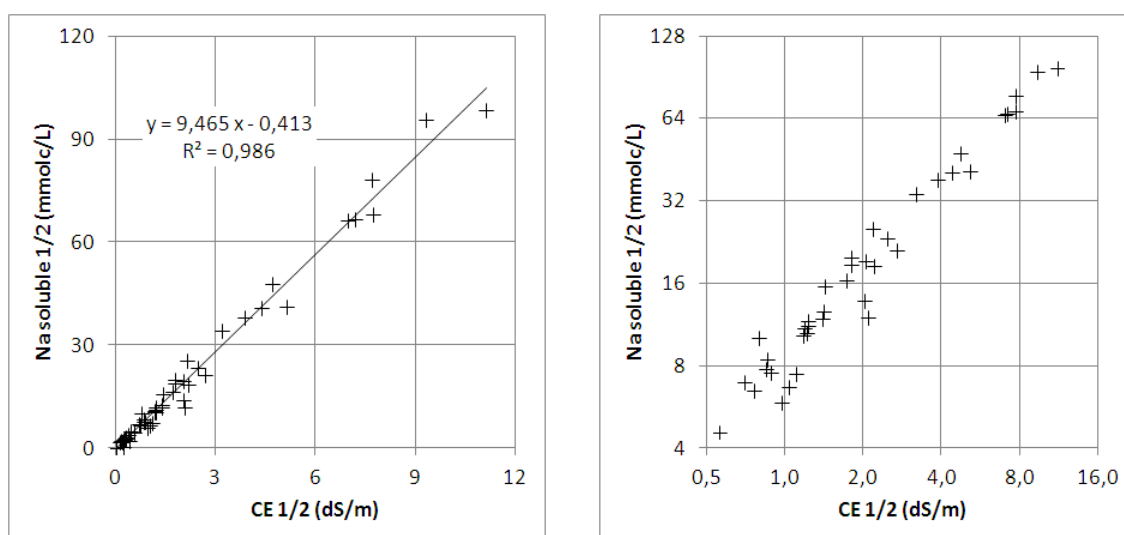


Figure 3. 10: Relation la concentration en Na et la conductivité électrique dans l'extrait sol/eau 1/2 (à gauche: échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique)

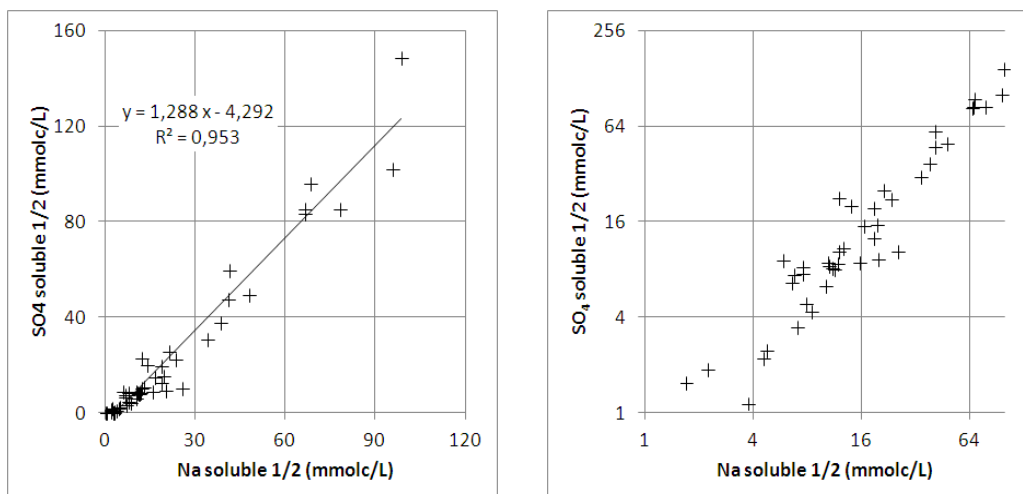


Figure 3. 11: Relation entre les concentrations en sulfate et les concentrations en Na des extraits sol/eau 1/2 (à gauche: échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique)

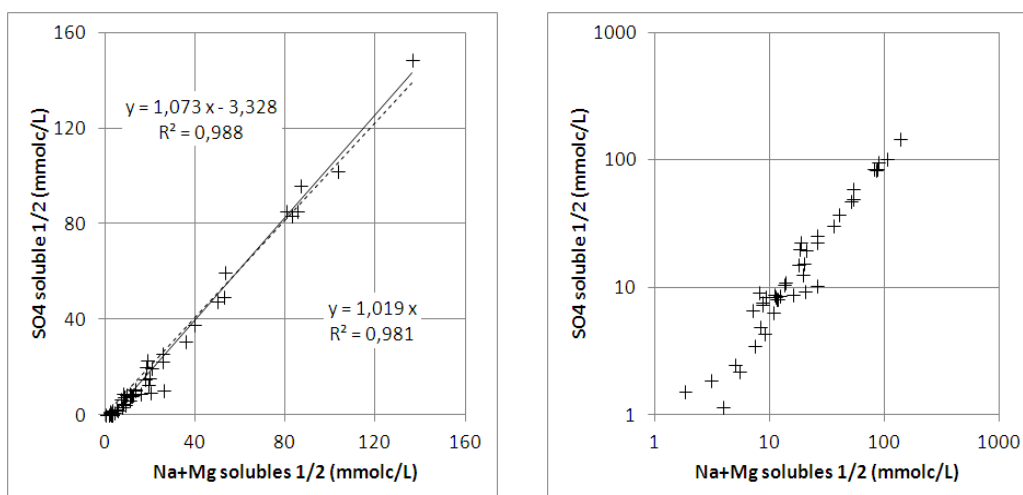


Figure 3. 12: Relation entre la concentration en sulfate et la somme des concentrations en Na et Mg dans les extraits sol/eau 1/2 (en trait plein : régression linéaire non forcée par l'origine ; en pointillé : régression linéaire forcée par l'origine ; à gauche: échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique)

D'un point de vue qualitatif, le diagramme de Piper est une façon commode de représenter les faciès chimiques d'un ensemble d'échantillons d'eaux ou de solutions (Briel, 1993). A la figure 3.13, les triangles du bas représentent les faciès cationiques et anioniques, et le losange du haut synthétise le faciès global.

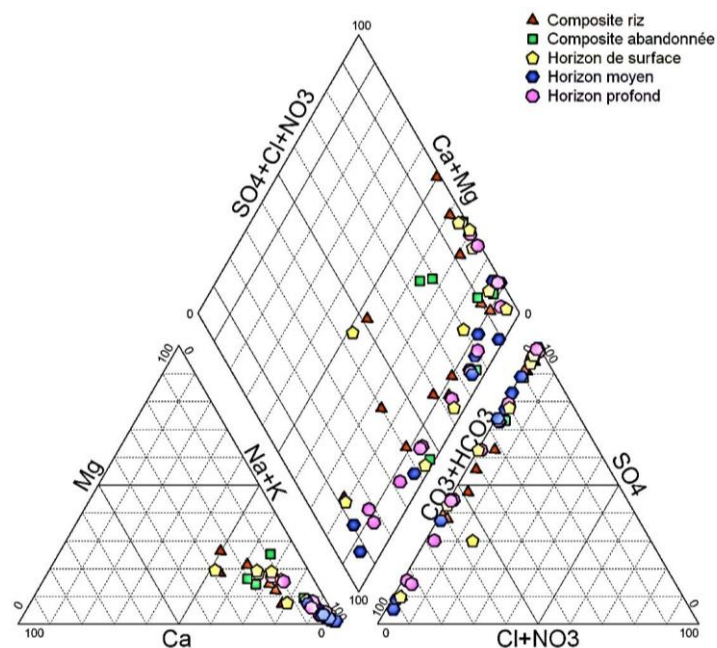


Figure 3. 13: Représentation des solutions de sol sur le diagramme de piper (réalisé avec le programme DIAGRAMMES Version 5.8)

La contribution du K à la salinité étant toujours très faible, il se confirme ici que le Na domine nettement la composition cationique relative, à raison de plus de 80% dans une quarantaine d'échantillons sur les 53. Lorsque la proportion de Na diminue, les points s'alignent sur une droite de rapport $\text{Ca/Mg} = 1$; en d'autres termes, la fraction cationique non attribuable au Na est due pour moitié au Ca et pour l'autre moitié au Mg.

Le triangle de composition anionique relative montre que la contribution des chlorures (les concentrations en nitrate étant négligeables) à la salinité est très faible, toujours inférieure de 5%, ce qui d'ores et déjà peut être relevé comme une caractéristique particulière à notre contexte géopédologique, l'augmentation de la salinité des sols étant très souvent liée à une augmentation des concentrations en NaCl. En conséquence, nos solutions se distinguent sur le plan anionique par des proportions variables de sulfate d'une part et de (bi)carbonate d'autre part, toutes les gammes de composition relative étant représentées. Les concentrations en (bi)carbonate sont étroitement liées au pH (Figure 3.14a), mais cela ne signifie pas que les plus fortes proportions de sulfate soient observées aux pH les moins élevés, vu que, dans notre collection de sols, la salinité non carbonatée n'est pas liée au pH (Figure 3.14b). Ainsi nous disposons d'une collection de sols où deux types de salinités se superposent, l'une due au sulfate et non liée au pH, et l'autre de nature carbonatée qui augmente avec le pH, jusqu'à des valeurs traduisant une forte alcalinité.

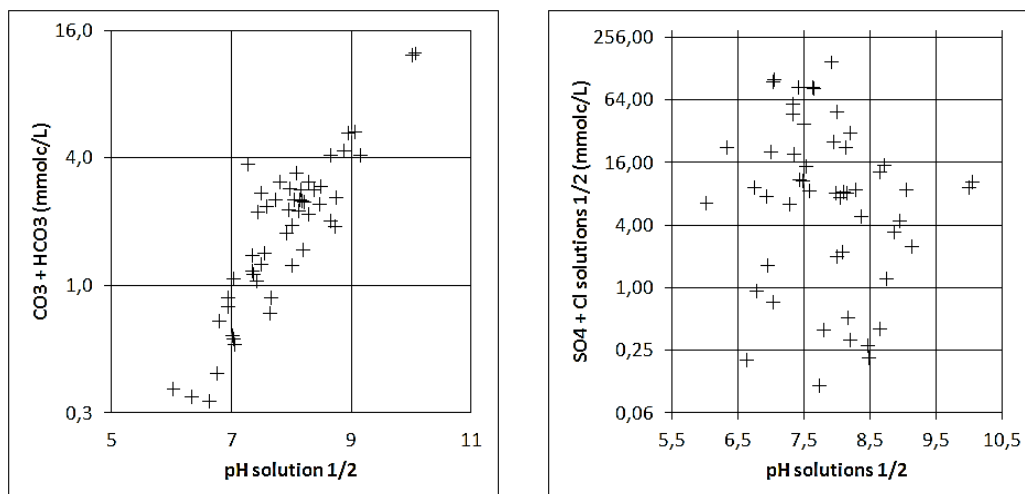


Figure 3. 14: Relation entre les concentrations de (bi)carbonates et le pH dans les extraits sol/eau 1/2 (à gauche) ; relation entre la somme des concentrations en sulfate et chlorure et le pH dans les extraits sol/eau 1/2 (à droite)

La synthèse de composition cationique et anionique de nos solutions qui apparaît dans le losange supérieur est également particulièrement éloquent. A l'exception de 5 ou 6 échantillons, les points permettent de distinguer globalement deux types de solutions, les unes à proportion de Na supérieure à 90% présentant une large variation de composition sulfatée et carbonatée relative, celle-ci étant toutefois toujours supérieure à 10%, et une population de solutions dont la teneur carbonatée relative est inférieure à 10%, mais au sein de laquelle les proportions de Ca+Mg peuvent s'élever jusqu'à 50%. On perçoit ici l'effet de solubilité du CaCO_3 (en interaction éventuelle avec des formes magnésiennes qui seront évoquées plus loin) où de fortes activités carbonatées vont de pair de faibles activités de Ca en solution.

Le tableau 3.2 présente les valeurs moyennes des compositions des solutions selon diverses catégories de nos échantillons. Une comparaison des valeurs moyennes des caractéristiques ioniques des solutions entre parcelles rizicultivées et parcelles abandonnées met en évidence des concentrations moyennes de Na, Mg, et SO_4 très nettement supérieures dans les parcelles abandonnées, mais la très grande variabilité de ces parcelles ne permet pas d'en dégager le caractère statistique significatif. Au sein d'un même profil, nous n'observons pas non plus de variation statistiquement significative des concentrations de ces ions avec la profondeur, tout en rappelant que les profils sous parcelles abandonnées présentent des concentrations ioniques très nettement supérieures aux profils de la parcelle rizicultivée.

Tableau 3. 2: Caractéristiques chimiques des solutions des échantillons des sols de Mugerero

Hz	Pr	pH H ₂ O	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
	(cm)		dS/m	-----mmolc/L-----							
1. Echantillons composites											
Parcelles rizicoles (n=13)											
A	0-25	7,46±0,65 ^a	1,05±0,9 ^a	1,52±1,77 ^a	1,57±1,88 ^a	0,13±0,09 ^a	8,6±7,6 ^a	0,1±0,05 ^a	9,06±9,4 ^a	0±0 ^a	1,8±1,12 ^a
Parcelles abandonnées (n=6)											
A	0-25	7,92±1,39 ^a	2,96±4,04 ^a	2,85±5,15 ^a	6,89±15,12 ^a	0,13±0,07 ^a	27,3±35,8 ^a	0,43±0,6 ^a	32,31±57,2 ^a	0,6±1,41 ^a	3,1±3,19 ^a
2. Echantillons des profils pédologiques											
Parcelle rizicole											
A	0-35	7,37±0,66 ^b	0,21±0,14 ^a	0,68±0,69 ^a	0,41±0,40 ^a	0,03±0 ^a	1,7±1,45 ^a	0,04±0,02 ^a	0,20±0,13a	0±0 ^a	1,98±1,49 ^a
B	36-57	8,68±0,38 ^a	0,35±0,11 ^a	0,13±0,05 ^a	0,14±0,07 ^a	0,02±0,01 ^a	3,33±1,26 ^a	0,06±0,02 ^a	0,96±1,32a	0,18±0,20 ^a	2,99±0,68 ^a
C	58-120	8,5±0,31 ^a	0,32±0,08 ^a	0,15±0,01 ^a	0,14±0,03 ^a	0,03±0,01 ^a	3,09±0,65 ^a	0,06±0,02 ^a	0,67±0,43a	0,08±0,08 ^a	2,30±0,31 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cynodon sp</i>											
A	0-38	7,22±0,18 ^a	5,75±1,74 ^a	9,12±3,09 ^a	12,96±4,9 ^a	0,09±0,01 ^a	50,1±15,7 ^a	0,53±0,62 ^a	67,89±25,3 ^a	0±0 ^a	1,05±0,43 ^a
C	35-120	7,81±0,32 ^a	5,78±2,25 ^a	7,08±5,54 ^a	10,58±7,9 ^a	0,08±0,04 ^a	55,7±18,7 ^a	0,69±0,45 ^a	66,67±30,9 ^a	0±0 ^a	1,04±0,39 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Typha domingensis</i>											
A	0-20	7,2±0,25 ^b	1,87±0,42 ^a	1,88±1,43 ^a	2,33±1,59 ^a	0,11±0,05 ^a	14,8±3,4 ^a	0,22±0,07 ^a	16,83±5,4 ^a	0±0 ^a	1,49±1,13 ^a
B	20-75	7,65±0,28 ^b	1,28±0,11 ^b	0,37±0,17 ^a	0,50±0,17 ^a	0,03±0 ^b	11,5±1,03 ^a	0,12±0,07 ^a	9,25±1,61 ^b	0±0 ^a	2,50±0,35 ^a
C	75-120	8,29±0,05 ^a	1,08±0,21 ^b	0,31±0,05 ^a	0,27±0,06 ^a	0,02±0 ^b	9,99±1,99 ^a	0,11±0,03 ^a	7,51±2,25 ^b	0,02±0,03 ^a	2,69±0,46 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cyperus platycaulis</i>											
A	0-25	8,8±1,27 ^a	2,36±1,32 ^a	0,36±0,18 ^a	0,62±0,70 ^a	0,08±0,01 ^a	24,61±12,0 ^a	0,09±0,05 ^a	18,67±16,5 ^a	1,22±1,68 ^a	5,09±3,96 ^a
B	25-77	7,95±0,85 ^a	4,18±4,45 ^a	1,79±2,80 ^a	2,60±4,12 ^a	0,05±0,04 ^a	42,05±46,6 ^a	0,11±0,1 ^a	41,98±52,3 ^a	0,03±0,05 ^a	1,73±1,16 ^a
C	77-120	8,39±0,86 ^a	3,08±4,00 ^a	1,42±2,09 ^a	2,63±3,98 ^a	0,09±0,02 ^a	31,21±40,7 ^a	0,09±0,04 ^a	31,12±47,1 ^a	0,25±0,22 ^a	3,31±2,0 ^a

*Les valeurs sont des moyennes suivies des écart- types

^{a,b,c} : Pour les échantillons composites, les moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%. Pour les échantillons des profils pédologiques, les moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne et dans la même parcelle ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%

3.3.3.4. Spéciation des solutions

Une spéciation chimique de toutes les solutions extraites a été effectuée grâce au logiciel Visual Minteq (Gustafsson, 2010) avec comme objectif principal d'examiner l'état de saturation de nos solutions par rapport à certains minéraux.

L'indice de saturation est défini comme suit, en prenant un minéral de formule quelconque, $A_aB_bC_c$ dont l'équation de solubilité serait la suivante :



où x, y, et z sont les charges des ions en solution.

Le produit des activités ioniques (activités symbolisées par des parenthèses) de ces éléments en solution est donné par

$$K_i = (A^x)^a (B^y)^b (C^z)^c \quad (3.10)$$

dont la valeur est définie comme étant le produit de solubilité K_s dans une solution saturée par rapport au minéral.

Si l'on considère la valeur logarithmique de K_i :

$$pK_i = a \log(A^x) + b \log(B^y) + c \log(C^z) \quad (3.11)$$

l'index de saturation, I_{sat} , est défini comme la différence entre la valeur de ce paramètre dans la solution analysée et sa valeur à saturation, soit

$$I_{sat} = pK_i - pK_s \quad (3.12)$$

Un index négatif indique que la solution n'est pas saturée par rapport au minéral étudié, et un index positif indique une sursaturation.

Le logiciel Visual Minteq fournit les index de saturation relatifs à tous les minéraux constitués de compositions diverses des espèces effectivement présentes dans les solutions analysées.

Il se confirme qu'un nombre important de solutions sont caractérisées par un index de saturation proche de 0 par rapport à la calcite. La figure 3.15 montre que l'index de saturation par rapport à la calcite s'accorde raisonnablement bien avec nos mesures de teneurs totales en carbonates, exprimées conventionnellement en CaCO_3 . Seules quelques solutions présentant une faible teneur en carbonate total sont nettement sous-saturées par rapport à la calcite. Dans la technique de mesure des carbonates totaux, il est donc vraisemblable que le pouvoir neutralisant de ces quelques sols soit surtout dû à des carbonates solubles plutôt qu'au CaCO_3 . Au-delà d'une teneur équivalente en CaCO_3 de l'ordre du pourcent, on peut considérer que les solutions sont effectivement saturées par rapport à la calcite, compte tenu de la précision que l'on peut effectivement attendre d'un calcul de spéciation très sensible à de faibles différences de mesures expérimentales de (bi)carbonates en solution et de pH.

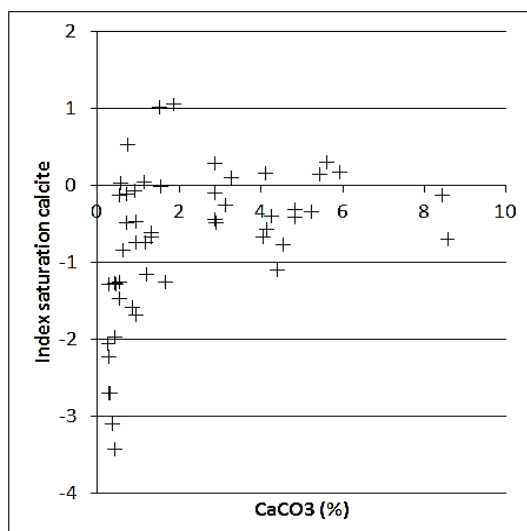


Figure 3. 15: Relation entre l'index de saturation en calcite et la teneur en carbonates totaux, traduite en teneur en CaCO_3

Comme nombre de nos solutions sont riches en sulfate, il est intéressant d'examiner l'index de saturation par rapport au gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Selon la figure 3.16, les solutions les plus concentrées en SO_4^{2-} s'approchent de la saturation par rapport au gypse. On peut donc s'attendre à ce qu'à des rapports sol/eau plus élevés que celui auquel nos solutions ont été extraites, le gypse précipite. Outre la calcite, le gypse constitue un minéral déterminant les concentrations en Ca. Ceci est évidemment le cas des sols en place où la teneur pondérale en eau serait de l'ordre de 35-40% à saturation en eau.

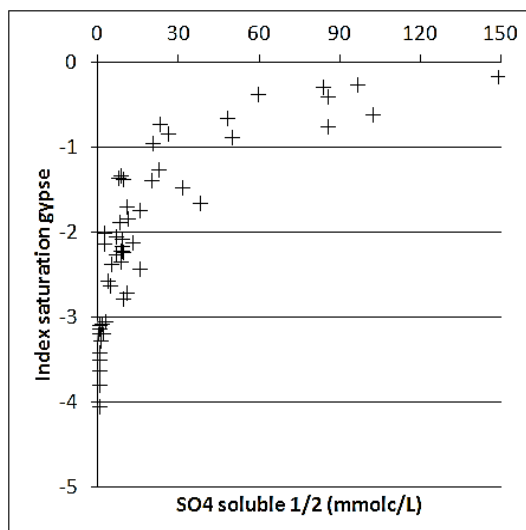


Figure 3. 16: Relation entre l'index de saturation en gypse et la concentration des solutions en sulfate dans les extraits sol/eau 1/2

En ce qui concerne le magnésium, le seul minéral répertorié par Visual Minteq dont l'index de saturation s'approche de 0 pour quelques sols est la magnésite MgCO_3 . Aucune relation n'est toutefois observée entre l'index de saturation en magnésite et la concentration en Mg des solutions qui, comme le Na, est bien corrélée à la concentration en sulfate. Par contre, on note un parallélisme très étroit entre les index de saturation en magnésite et en calcite (Figure 3.17).

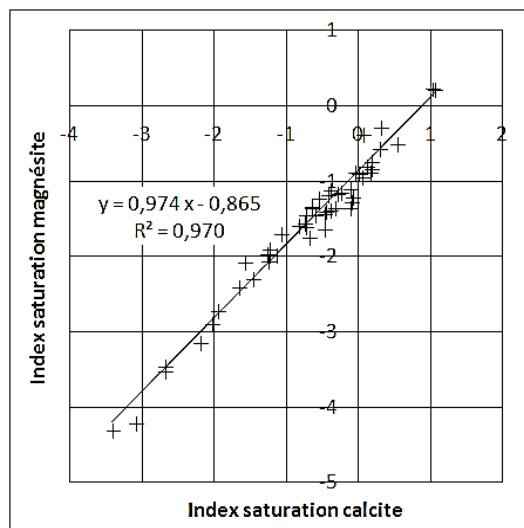


Figure 3. 17: Relation entre les indices de saturation en magnésite et en calcite dans les extraits sol/eau 1/2

Cette observation est vraisemblablement à mettre en perspective avec les recherches d'Arnaud et Herbillon (1973) qui concluent à la présence de calcites magnésiennes dans les sols de la région étudiée ici, plutôt que de magnésite (toutes nos solutions sauf une présentent un index de saturation négatif par rapport à ce minéral), et bien

évidemment de dolomite ; la formation de dolomite dans les écosystèmes naturelles requiert la dégradation de la matière organique par des bactéries halophiles (Sánchez-Román et al., 2009) qui ne pourrait pas se produire pendant la courte durée d'incubation des suspensions de sols pour notre expérience. Les calcites sont dites hautement magnésiennes lorsqu'elles contiennent plus de 4% de moles de MgCO_3 (Milliman, 1974) et leur solubilité devient de plus en plus supérieure à celle de la calcite pure avec l'enrichissement en Mg (Hermans, 2010).

3.3.4. Composition cationique du complexe d'échange

L'extraction des cations par percolation à l'Ac- NH_4 et à l'Ac-Na inclut non seulement les cations occupant le complexe d'échange, mais également les cations des sels solubilisés lors de cette opération. La composition du complexe d'échange ne peut donc être établie qu'en soustrayant les cations solubles des cations extraits. Comme les équilibres entre complexe d'échange et solution du sol sont fonction, notamment, de la force ionique de la solution, ce calcul n'est valable, de façon rigoureuse, que pour une teneur en eau donnée dont est directement fonction la dilution des sels solubles. Nous nous référons donc ici au rapport sol/eau 1/2 ; dans un autre chapitre, nous effectuerons la même démarche à différents rapports sol/eau afin de généraliser les résultats exposés ici et de permettre le calcul des compositions des complexes d'échange et solutions d'équilibre à une teneur en eau quelconque.

Comme la solubilité de certains sels ou minéraux carbonatés est tributaire du pH, nous comparons d'abord les résultats des extractions cationiques à pH 7 (Ac- NH_4) et à pH 8,2 (Ac-Na).

La comparaison des quantités de Ca extraites selon ces deux procédures est présentée à la figure 3.18. On note que pour un bon nombre d'échantillons, la quantité de Ca extraite à pH 7 est supérieure à la quantité extraite à pH 8,2. La raison en est évidente, et est d'ailleurs à la base de la préconisation d'une extraction à pH supérieur pour les sols contenant du CaCO_3 . En effet, on note à la figure 3.19 une liaison claire entre l'excès de Ca extrait à pH 7 par rapport à pH 8,2 et la teneur en carbonates totaux exprimée en CaCO_3 . Pour les sols peu carbonatés, les valeurs de Ca extraites sont sensiblement identiques. Le Ca extrait à pH 7 provient donc en partie de la dissolution de CaCO_3 et il est donc clair que le calcul du Ca effectivement échangeable doit se baser sur les extractions à pH 8,2 où la dissolution de CaCO_3 ne peut être que négligeable.

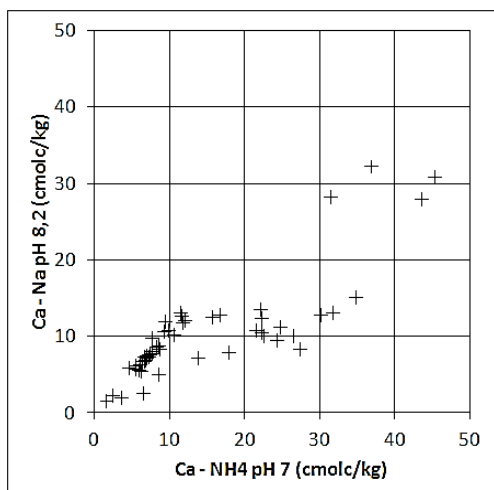


Figure 3. 18: Comparaison entre le Ca extractible avec AcNa pH8,2 et avec AcNH₄ pH7

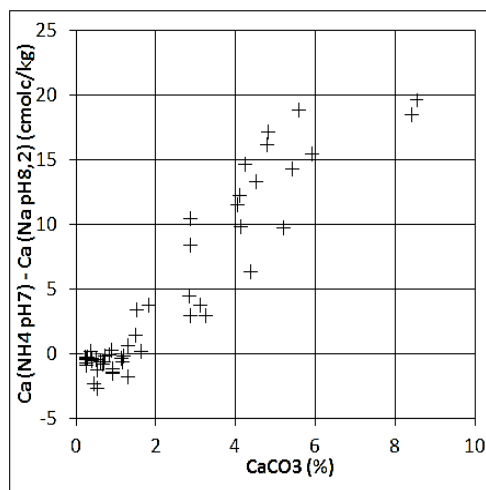


Figure 3. 19: Relation entre le Ca extrait selon les deux méthodes (AcNH₄ pH7 – AcNa pH8,2) et la teneur totale en carbonates exprimée en % CaCO₃

En ce qui concerne le magnésium, la figure 3.20 montre que les quantités extraites aux deux valeurs de pH sont remarquablement bien corrélées, avec un coefficient de régression proche de l'unité. Ceci indique que le Mg extrait provient (quasi) exclusivement du complexe d'échange et de sels très solubles dont la solubilité serait totale aux valeurs de pH de nos deux extractifs. En d'autres termes, cela signifierait que nos sols ne contiendraient pas, ou très peu, de minéraux magnésiens carbonatés peu solubles, et que les carbonates totaux mesurés dans nos analyses peuvent de fait être traduits de façon raisonnablement correcte en teneur en CaCO₃. Cette conclusion n'est pas en contradiction avec la présence suspectée de calcites magnésiennes dans nos sols, sachant que la libération de Mg à pH 7 par ce minéral ne peut qu'être très faible par rapport à la libération de Ca, si l'on s'en réfère au faible niveau de dopage en Mg de ces calcites, et à l'étroite relation entre les concentrations en Mg et sulfate des solutions extraites.

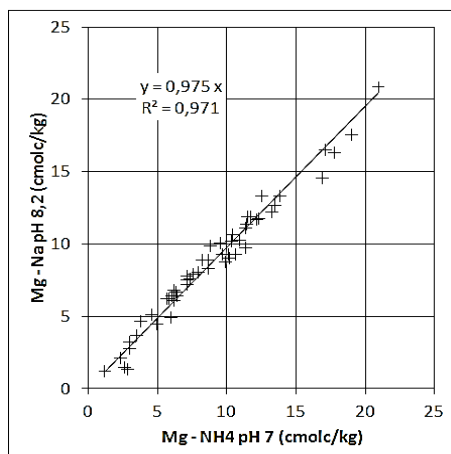


Figure 3. 20: Comparaison entre le Mg extrait avec AcNa pH 8,2 et avec AcNH4 pH 7

En sol non acide, bien saturé en bases, le potassium ne représente généralement qu'une fraction réduite des cations échangeables. De plus, ce cation est généralement peu concerné par la problématique de salinité où le sodium est le cation monovalent largement dominant. Néanmoins, une comparaison du K extrait par les deux procédures est présentée à la figure 3.21.

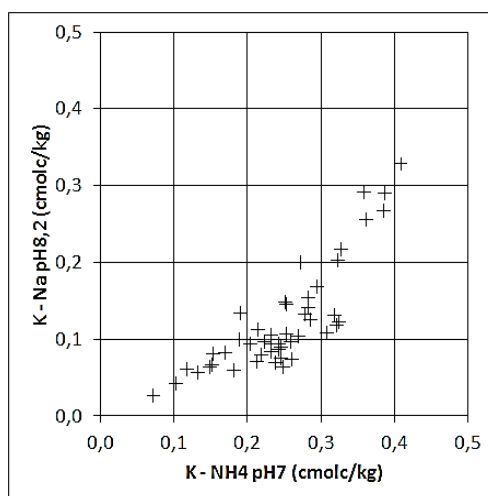


Figure 3. 21: Comparaison entre le K extrait avec AcNa pH 8,2 et avec AcNH4 pH 7

Les quantités de K extraites à pH 7 sont quelque peu supérieures aux quantités extraites à pH 8,2. Cette différence est sans nul doute attribuable au cation utilisé pour l'extraction, NH_4^+ à pH 7 et Na^+ à pH 8,2, et non pas à la valeur de pH. Bien que tous deux monovalents, le cation NH_4^+ présente une sélectivité d'échange par rapport à K^+ nettement plus élevée que le cation Na^+ , tant pour des raisons d'hydratation que de diamètre ionique. Comme K^+ , NH_4^+ a accès à des sites d'échange de bordure des minéraux argileux 2:1, dans des espaces interfoliaires peu hydratés, alors que Na^+ présente une énergie d'hydratation trop élevée pour extraire le K^+ dans cette position.

Il n'est évidemment pas possible de comparer le sodium extrait dans les deux procédures puisque l'extractif de pH 8,2 est un sel de Na. Toutefois, les sels de Na sont éminemment solubles, et on peut logiquement considérer que le Na total extrait à l'Ac-NH₄ représente effectivement la somme du Na provenant des complexes d'échange et des sels solubilisés.

En conclusion de ces comparaisons, la composition cationique des complexes d'échange sera calculée sur la base du Ca, Mg, et K extraits à l'Ac-Na et du Na extrait à l'Ac-NH₄. Les figures 3.22 et 3.23 confortent la validité de cette démarche. Ainsi, si on soustrait les cations solubles des cations extraits totaux (comparés à la CEC en figure 3.22), on obtient les résultats présentés à la figure 3.23 où la somme des cations échangeables est bien corrélée et effectivement très proche de la CEC mesurée à l'Ac-Na pH 8,2.

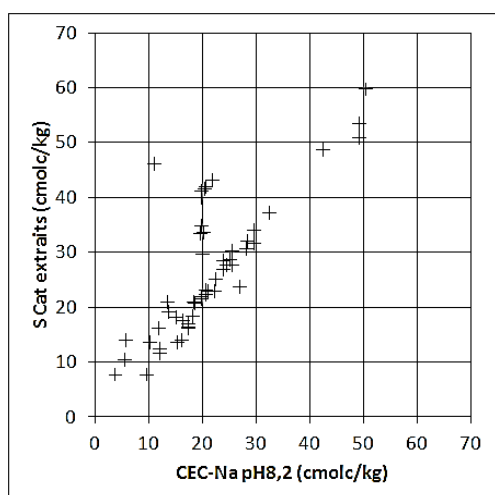


Figure 3. 22: Comparaison entre la somme des cations extraits et CEC-Na

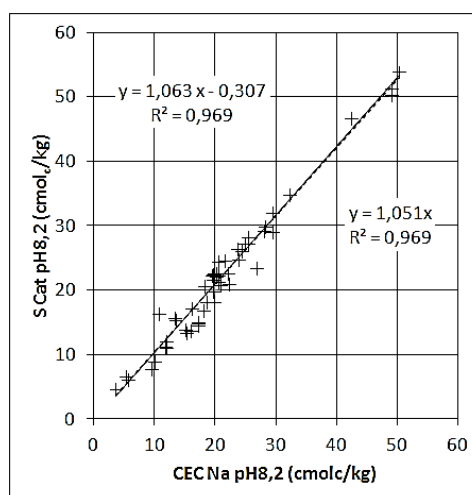


Figure 3. 23: Comparaison entre somme des cations échangeables (différence entre cations extraits totaux et cations solubles) et CEC-Na

Le tableau 3.3 présente les valeurs moyennes de composition des complexes d'échange selon divers regroupements de nos échantillons. Les commentaires que l'on pourrait faire sur la somme des cations échangeables sont analogues à ceux qui ont été présentés précédemment au point 3.3.1.4 en ce qui concerne la CEC. Il est par contre opportun de comparer ici les cations échangeables en termes de fraction d'occupation du complexe d'échange plutôt que d'effectuer des comparaisons sur la base des valeurs absolues. Comme le K n'occupe qu'une fraction minime du complexe d'échange et n'est pas concerné par les problèmes de salinité, les pourcentages de Na, Ca, Mg échangeables sont exprimés par rapport à la somme de ces cations. On constate que le taux moyen de Na échangeable (ESP) est significativement plus élevé

dans les parcelles abandonnées que dans les parcelles sous riziculture. Un ESP moyen de 26% dans les parcelles abandonnées représente un niveau de sodification réellement très élevé selon les normes USDA (1954). Ce taux très élevé de Na échangeable se confirme sur toute la profondeur des profils creusés dans 3 parcelles abandonnées.

Le Mg échangeable atteint dans tous les échantillons des niveaux peu fréquemment rencontrés dans les sols du monde et, comme dit plus haut, il s'agit d'une caractéristique propre à notre zone d'étude qui mérite donc une analyse physico-chimique particulière des relations d'équilibre avec la solution du sol.

Tableau 3. 3: Cations échangeables calculés au rapport sol/eau 1/2 et pourcentages des cations échangeables

Hz	Pr (cm)	Cations échangeables (cmolc/kg)				Pourcentage du cation échangeable (%)		
		Ca	Mg	Na	K	ESP	ECP	EMP
1. Echantillons composites								
Parcelles rizicoles (n=13)								
A	0-25	13,3±9,8 ^a	9,07±5,4 ^a	1,71±1,5 ^b	0,32±0,3 ^a	7,62±4,9 ^b	53,5±9,6 ^a	38,9±6,1 ^a
Parcelles abandonnées (n=6)								
A	0-25	8,9±9,3 ^a	7,19±4,9 ^a	3,79±2,4 ^a	0,32±0,3 ^a	25,9±23,2 ^a	39,0±14,5 ^b	35,16±12,7 ^a
2. Echantillons des profils pédologiques								
Parcelle rizicole								
A	0-35	7,07±1,4 ^c	3,0±0,7 ^b	0,21±0,3 ^b	0,05±0,0 ^a	1,9±2,3 ^b	69,2±2,6 ^a	28,8±0,9 ^c
B	36-57	10,3±0,31 ^b	9,2±0,8 ^a	2,4±1,3 ^a	0,09±0,01 ^a	10,8±5,5 ^a	47,10±1,6 ^c	42,1±4,04 ^a
C	58-120	13,6±1,2 ^a	8,9±1,5 ^a	2,5±0,8 ^a	0,09±0,05 ^a	9,8±2,1 ^a	54,7±4,9 ^b	35,4±3,0 ^b
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cynodon sp</i>								
A	0-38	9,39±1,84 ^a	9,21±0,74 ^a	3,74±1,09 ^b	0,09±0,02 ^a	16,8±5,1 ^a	42,0±7,91 ^a	41,2±3,4 ^a
C	35-120	8,94±1,23 ^a	9,34±0,82 ^a	5,49±1,12 ^a	0,07±0,03 ^a	23,2±5,5a	37,5±3,8a	39,2±1,8 ^a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Typha domingensis</i>								
A	0-20	7,80±0,8 ^c	7,36±1,5 ^b	2,38±1,2 ^b	0,17±0,03 ^a	12,8±4,5 ^b	45,1±4,9 ^a	41,9±1,3 ^a
B	20-75	11,1±0,9 ^b	11,8±0,1 ^a	6,11±0,9 ^a	0,08±0,01 ^b	21,0±2,8 ^a	38,3±2,6 ^a	40,7±1,5 ^a
C	75-120	12,8±0,6 ^a	11,8±0,8 ^a	7,28±1,9 ^a	0,11±0,02 ^b	22,5±3,9 ^a	40,4±3,3 ^a	37,02±0,9 ^b
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cyperus platycaulis</i>								
A	0-25	1,88±0,43 ^c	1,70±0,69 ^c	2,2±1,03 ^b	0,03±0,03 ^b	36,6±11,7 ^a	33,9±13,3 ^a	29,3±10,3 ^a
B	25-77	5,68±0,95 ^b	6,67±0,72 ^b	9,38±3,2 ^a	0,09±0,02 ^a	42,4±10,3 ^a	26,4±5,4 ^a	31,01±5,1 ^a
C	77-120	8,51±2,19 ^a	9,18±1,41 ^a	7,49±1,2 ^a	0,11±0,03 ^a	30,1±7,2 ^a	33,5±5,6 ^a	36,3±2,0 ^a

^{a,b,c} : Pour les échantillons composites, les différences des moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne ne sont pas significatives au seuil de 5%.

Pour les échantillons des profils pédologiques, les différences des moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne et dans la même parcelle ne sont pas significatives au seuil de 5%

ESP = Taux de sodium échangeable ; ECP = Taux de calcium échangeable ; EMP = Taux de magnésium échangeable

3.3.5. Relations entre solutions et complexes d'échange

L'objectif de cette section est de mettre en évidence les relations d'équilibre existant entre les cations fixés sur le complexe d'échange et la composition cationique de la solution libre telle qu'établie au rapport sol/eau 1/2. Nous examinerons d'abord les échanges entre d'une part le sodium et d'autre part les cations divalents Ca, Mg. Nous établirons ensuite les relations propres au couple Ca-Mg.

3.3.5.1. Relation entre le taux de Na échangeable et la composition de la solution d'équilibre

3.3.5.1.1. Formalisme de Gapon

L'équation d'échange entre Na et le pool de divalents Ca-Mg, symbolisé par D, s'écrit comme suit :



où « Sol » représente une mole-charge d'échangeur.

Selon le formalisme de Gapon (1933), le coefficient de sélectivité K_G caractérisant cet échange s'écrit :

$$K_G = (\text{Na}_{\text{éch}}/\text{D}_{\text{éch}}) (C_D^{1/2}/C_{\text{Na}}) \quad (3.14)$$

où $\text{Na}_{\text{éch}}$ et $\text{D}_{\text{éch}}$ représentent les cations fixés sur le complexe d'échange, en cmolc/kg ; et C_D et C_{Na} sont les concentrations en solution exprimées conventionnellement dans ce formalisme en mmole/L.

En définissant le taux de sodium échangeable, ESP (%), comme suit :

$$\text{ESP} = 100 \text{ Na}_{\text{éch}} / (\text{Na}_{\text{éch}} + \text{D}_{\text{éch}}) \quad (3.15)$$

et le « sodium adsorption ratio », SAR ($\text{mM}^{1/2}$), comme suit :

$$\text{SAR} = C_{\text{Na}} / C_D^{1/2} \quad (3.16)$$

on obtient :

$$K_G = (ESP/(100-ESP)) / SAR \quad (3.17)$$

Reprenant la définition de l' «*Exchangeable Sodium Ratio* », ESR (USDA, 1954) :

$$ESR = ESP/(100-ESP) \quad (3.18)$$

On obtient la relation suivante entre la composition des complexes d'échange, exprimée par le paramètre ESR, et la composition de la solution, exprimée par le paramètre SAR :

$$ESR = K_G SAR \quad (3.19)$$

De nombreux auteurs (Paliwal et Maliwal, 1970 ; Harron et al., 1982, Franklin et Schmehl, 1973; Bennett, 1988 ; Paliwal et Gandhi, 1976) ont utilisé cette relation entre ESR et SAR pour ajuster leurs mesures physico-chimiques sur des sols salés/sodiques. La relation la plus connue, publiée par l'USDA (1954), est la suivante :

$$ESR = -0,0126 + 0,01475 SAR \quad (3.20)$$

Cette équation a été établie sur la base d'analyses de pâtes saturées effectuées sur 59 échantillons de sol récoltés dans 12 états de l'Ouest des USA. Le coefficient de détermination r^2 était de 0,852. L'ordonnée à l'origine, $ESR = -0,0126$, correspond à un ESP de négatif. De même, tous les $SAR < 0,85$ correspondent aux ESP négatifs, valeurs qui se situent dans la gamme de l'erreur expérimentale, et qui, en soi, n'ont pas de sens thermodynamique puisqu'une solution partiellement concentrée en Na ne peut être en équilibre avec un échangeur ne contenant pas de Na ($ESR < 0$).

En appliquant ce formalisme à l'ensemble de nos mesures, nous obtenons les résultats présentés à la figure 3.24.

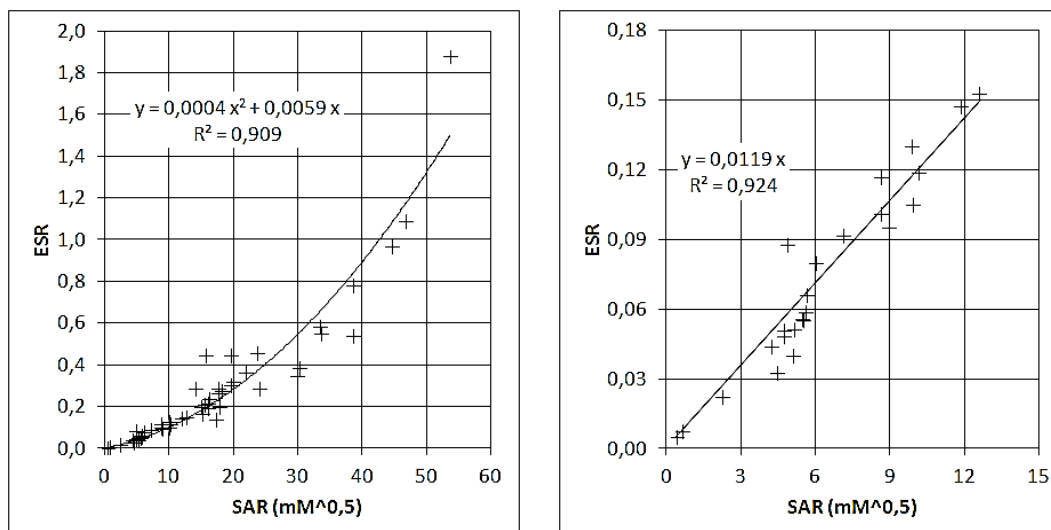


Figure 3. 24: Relation entre ESR et SAR observée (a) pour les 53 échantillons de cette étude, et (b) pour 23 échantillons présentant les sodicités les moins élevées

On note pour l'ensemble des points une relation curvilinéaire entre ESR et SAR (Figure 3.24a), ce qui signifierait que le coefficient de sélectivité K_G augmenterait avec l'accroissement de charge sodique sur l'échangeur. Ceci est paradoxal en ce sens que le sodium occuperait des sites de plus en plus sélectifs à mesure que le complexe d'échange devient de plus en plus saturé en Na. Il se conçoit au contraire qu'un cation occupe d'abord les sites pour lesquels il marque la plus forte sélectivité, si différents types de sites participent à la charge de l'échangeur. En réalité, ce paradoxe est lié au fait que le formalisme de Gapon ne repose pas sur une approche thermodynamique rigoureuse et que sa définition mathématique implique que K_G tende vers l'infini lorsque ESP tend vers 100%, ce qui n'a aucun sens physico-chimique (Evangelou et Phillips, 1987 ; Evangelou et Phillips, 1988). Le coefficient de sélectivité de Gapon ne peut être utilisé avec une certaine confiance que dans une gamme non excessive et limitée de charge sodique, alors que notre collection comprend des échantillons dont le ESP est rarement rencontré dans les études publiées. Si l'on se limite à la zone de moindre sodicité (Figure 3.24b), on observe une relation linéaire satisfaisante entre ESR et SAR, cette zone pouvant dès lors être caractérisée par une valeur constante de K_G de l'ordre de 0,012.

Il n'est pas sans intérêt de retourner aux données sources qui sont à la base de la relation linéaire publiée par l'USDA (1954, p.27); la gamme de sodicité couverte s'étend jusqu'à un SAR de l'ordre de 60 mm^{1/2} et un ESR proche de l'unité, soit un domaine comparable à celui de la présente étude, mais toutefois dans des extraits de pâte saturée où l'on s'attend logiquement, selon les lois d'échange ionique, à des ESR et SAR plus élevés que dans des systèmes plus dilués tels que les nôtres. On y relève

des points expérimentaux s'alignant de près sur une droite pour $SAR < 20$ et, par contre, une grande dispersion des points au-delà de cette valeur, pour lesquels la relation linéaire est tracée, sans pouvoir pour autant affirmer que cette zone de forte sodicité peut être caractérisée par un coefficient de Gapon unique.

Nonobstant cette réserve, il est intéressant de noter que toutes nos mesures s'alignent sur une relation linéaire entre ESP et SAR (Figure 3.25a), permettant ainsi de dégager une relation empirique unique valable pour l'ensemble de nos observations malgré la très grande diversité de salinité totale et de charge sodique.

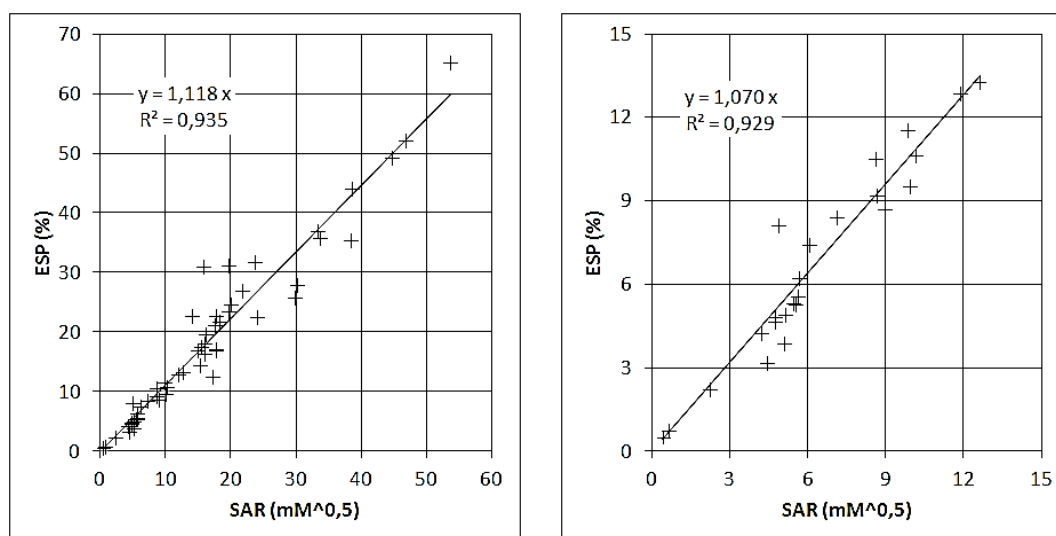


Figure 3. 25: Relation entre ESP et SAR observée (a) pour les 53 échantillons de cette étude, et (b) pour 23 échantillons présentant les sodicités les moins élevées

Une focalisation sur la zone de moindre sodicité (Figure 3.25b) conduit à une équation de régression dont la pente (1,07) est très proche de celle qui caractérise la totalité de nos mesures (1,12).

Les relations obtenues pour nos sols de la basse vallée de la Rusizi peuvent être comparées à celles qui ont été publiées par divers auteurs (Tableau 3.4). Toutes les équations ESR vs SAR proposées comportent une ordonnée à l'origine non nulle, sans doute non significativement différente de zéro pour la plupart d'entre elles. Il aurait été pertinent de voir dans quelle mesure l'imposition d'un résidu nul affecte la qualité de la régression linéaire, étant donné l'incohérence thermodynamique d'une charge sodique non nulle, voire négative, pour $SAR = 0$. Les pentes se situent pour la plupart dans une gamme de l'ordre de 0,011 à 0,017, avec une valeur extrême de 0,006. En nous tenant à la zone de sodicité limitée telle que figurée à la Figure 3.24b où nous observons effectivement une relation linéaire entre ESR et SAR, la pente calculée est

de 0,012, ce qui se situe dans le domaine des valeurs rapportées dans le tableau 3.4. Une comparaison plus poussée visant à relier les pentes des équations de régression, assimilables au coefficient de sélectivité de Gapon, à la nature des constituants des sols étudiés serait peu pertinente. En effet, ces équations ont été établies pour des gammes très variables de sodicité, de salinité et de rapport sol/eau ; en outre, comme on l'a dit, l'expression de la sélectivité d'échange par le coefficient K_G pose un réel problème conceptuel.

Malgré les réserves thermodynamiques sur le formalisme de Gapon, nous avons examiné dans quelle mesure la définition de SAR sur la base des activités ioniques de Na, Ca et Mg au lieu des concentrations élémentaires de Na, Ca et Mg est susceptible d'améliorer les corrélations présentées ci-dessus. Les activités ioniques diffèrent en effet des concentrations non seulement par l'effet de la force ionique qui diminue les coefficients d'activité, mais également par la prise en compte de complexes ou paires ioniques qui réduisent les concentrations effectives des cations participant aux échanges. Des paires ioniques se forment particulièrement avec le calcium, surtout en milieu riche en sulfate (paire ionique CaSO_4^0), et dans une mesure un peu moindre avec le magnésium. Le sodium est par contre moins sujet à la complexation avec des anions (Keren, 2000). Les activités cationiques effectives ont été déterminées par spéciation chimique des solutions avec le logiciel Visual Minteq dont il est fait référence à la section 3.3.4. Cette opération n'a pas conduit à une amélioration des corrélations, ni à une linéarité de la relation ESR *versus* SAR pour l'ensemble des échantillons.

Tableau 3. 4: Equations de régression ESR vs SAR rapportées par divers auteurs

Origine des Sols	Equation de régression linéaire	R^2	Nombre d'échantillons	Référence
Ouest des USA	$\text{ESR} = -0,0126 + 0,01475 \text{ SAR}$	0,85	59	USDA (1954)
Inde	$\text{ESR} = 0,1149 + 0,0109 \text{ SAR}$	0,79	150	Paliwal et Gandhi (1976)
Horizon A (Duagh-Malmo)	$\text{ESR} = 0,0076 + 0,0058 \text{ SAR}$	0,9	35	Harron et al. (1983)
Horizon B (Duagh-Malmo)	$\text{ESR} = -0,0180 + 0,0173 \text{ SAR}$	0,9	35	Harron et al. (1983)
Punjab (Pakistan)	$\text{ESR} = 0,0063 + 0,0124 \text{ SAR}$	0,92	58	Franklin et Schmehl (1973)
Southern Alberta (Canada)	$\text{ESR} = -0,003 + 0,013 \text{ SAR}$	0,81	304	Bennett (1988)

3.3.5.1.2. Formalisme de Vanselow

Nous avons attiré l'attention sur le fait que le formalisme de Gapon ne repose pas sur une approche thermodynamique rigoureuse des équilibres d'échange ionique. La raison en est que dans la définition du coefficient de sélectivité, ce sont les moles-charges, ou équivalents, d'échangeur garni de Na ou de divalents qui sont prises comme référence en phase surface alors que ce sont les moles de cations qui sont logiquement considérées en solution (Sposito, 1977). Or, sur le plan thermodynamique, l'équilibre est atteint lorsque les potentiels chimiques de chaque cation sont identiques en phase surface et en phase solution. Cette approche plus rigoureuse est à la base du formalisme de Vanselow, partant de l'équation d'échange suivante :



où $\underline{D}^{2+}$ et $\underline{Na}^+$ désignent les cations présents en phase surface, et D^{2+} et Na^+ les cations en solution.

Le coefficient de sélectivité de Vanselow, K_V , est alors défini sur la base des activités cationiques en solution (a_D et a_{Na}) et des fractions molaires en phase surface ($\underline{M}_D$ et $\underline{M}_{Na}$) :

$$K_V = (\underline{M}_{Na}/\underline{M}_D^{1/2}) (a_D^{1/2}/a_{Na}) \quad (3.22)$$

Si l'on symbolise le « Sodium Adsorption Ratio » basé sur les activités cationiques par SAR^* , soit

$$SAR^* = a_{Na} / a_D^{1/2} \quad (3.23)$$

on peut écrire :

$$\underline{M}_{Na}/\underline{M}_D^{1/2} = K_V SAR^* \quad (3.24)$$

L'ensemble de nos résultats sont présentés à la figure 3.26 selon cette relation.

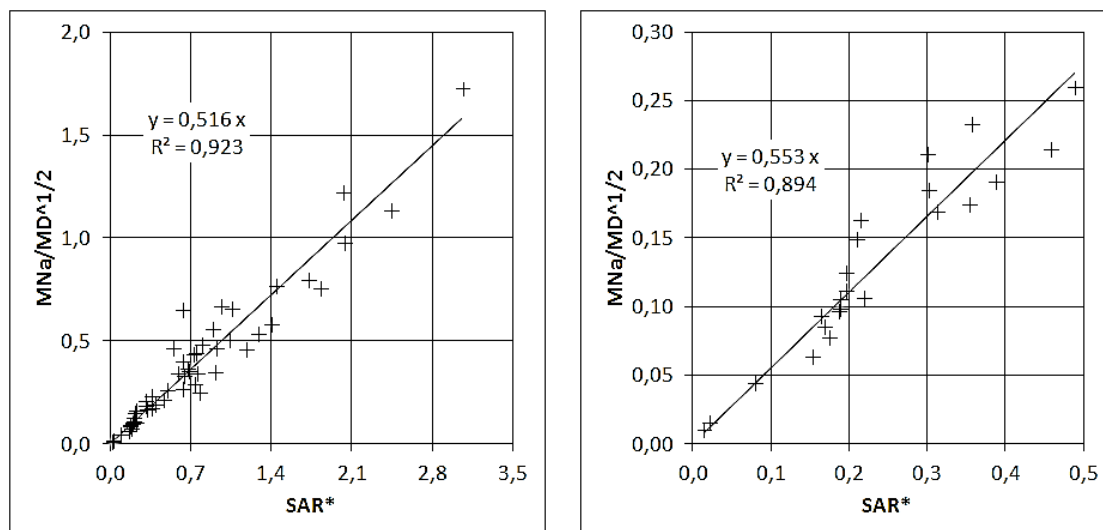


Figure 3. 26: Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Vanselow (MNa et MD : fractions molaires de Na et de divalents en phase surface ; SAR* : sodium adsorption ratio défini sur la base des activités en solution)

La relation linéaire observée à la figure 3.26a indique qu'une valeur constante du coefficient de sélectivité de Vanselow K_V s'applique correctement à l'ensemble de nos résultats, contrairement à ce que nous avons déduit de la relation curvilinéaire de la figure 3.24a pour le coefficient de sélectivité de Gapon K_G . Ceci illustre parfaitement les limites conceptuelles du formalisme classiquement utilisé pour décrire les équilibres d'échange ionique Na-Divalents en sols salés/sodiques. Un examen des résultats relatifs aux plus faibles valeurs de SAR* (Figure 3.26b), peu discernables à la figure 3.26a, conduit à une valeur de K_V (0,55) très proche de la valeur de K_V (0,52) applicable à l'ensemble des résultats jusqu'à des niveaux très élevés de sodication.

En pratique, il est donc possible de se référer à une valeur unique de K_V pour modéliser les équilibres d'échange Na-Divalents dans toute la gamme de salinité et de sodicité de notre collection très diversifiée de sols de la basse vallée de la Rusizi. Le taux de sodium échangeable, ESP, peut être déduit de la fraction molaire de Na et des divalents, en considérant les équations suivantes :

$$\underline{M}_D = 1 - \underline{M}_{Na} \quad (3.25)$$

et

$$ESP = 100 \underline{M}_{Na} / (2 - \underline{M}_{Na}) \quad (3.26)$$

3.3.5.1.3. Formalisme de Gaines & Thomas

Une troisième expression des coefficients de sélectivité est également fréquemment utilisée dans la littérature en vue de modéliser les équilibres d'échange ionique. Ce

formalisme thermodynamique des équilibres d'échange, proposé par Gaines et Thomas (1953), s'appuie sur les fractions ioniques équivalentes en phase surface plutôt que sur les fractions molaires telles qu'utilisées dans le coefficient de Vanselow défini ci-dessus. Notons que les traitements thermodynamiques de l'échange ionique selon Vanselow et selon Gaines & Thomas ont fait l'objet de débats au sein des pionniers de la discipline. Pour certains, seule l'approche de Vanselow est strictement rigoureuse (Sposito, 1977 ; Sposito et Mattigod, 1979); pour d'autres (Goulding, 1983 ; Townsend, 1984), les deux approches sont également valables arguant que la définition des activités cationiques en phase surface est purement conventionnelle. Quoi qu'il en soit, le coefficient de sélectivité de Gaines & Thomas, K_C , se définit comme suit :

$$K_C = (\underline{E}_{Na}/\underline{E}_D)^{1/2} (a_D^{1/2}/a_{Na}) \quad (3.27)$$

où $\underline{E}_{Na}$ et $\underline{E}_D$ sont les fractions ioniques équivalentes de Na et de divalents sur l'échangeur. En reprenant la même symbolique que ci-dessus, la composition de la phase surface est donc reliée à la composition de la phase solution comme suit:

$$\underline{E}_{Na}/\underline{E}_D^{1/2} = K_C SAR^* \quad (3.28)$$

Nos résultats sont présentés sous cette forme à la figure 3.27 pour toute la gamme de nos valeurs de SAR^* et pour $SAR^* < 0,5$.

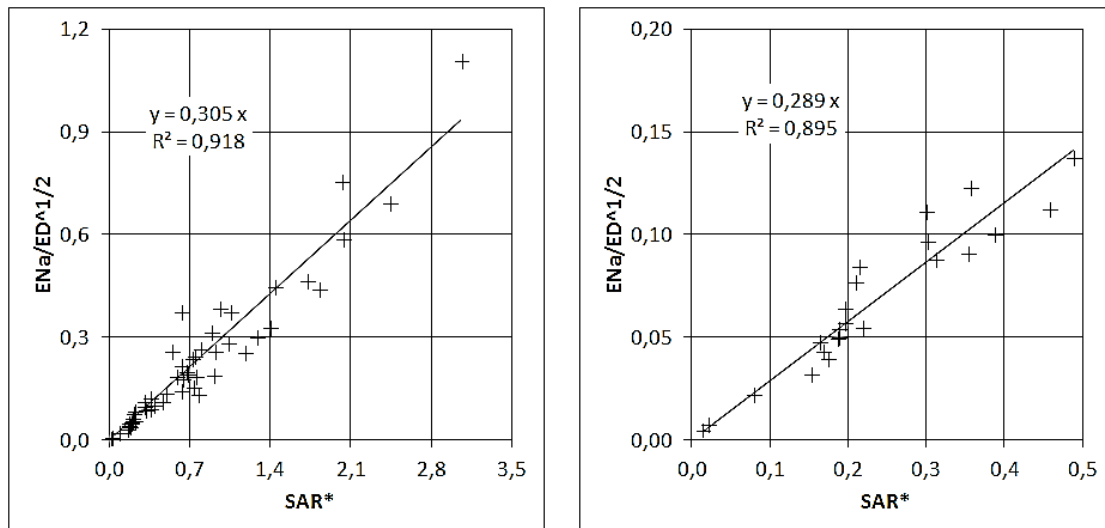


Figure 3. 27: Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Gaines & Thomas ($\underline{E}_{Na}$ et $\underline{E}_D$: fractions ioniques équivalentes de Na et de divalents en phase surface ; SAR^* : sodium adsorption ratio défini avec les activités)

On note que nos résultats sont correctement représentés par une valeur unique de K_C de l'ordre de 0,29 – 0,30 (pente des droites sur la figure 3.27).

3.3.5.1.4. Comparaison théorique des trois coefficients de sélectivités

Pour illustrer le propos quant aux différences de fondement entre les coefficients de sélectivité K_G , K_V et K_C , nous avons simulé des équilibres d'échange avec une valeur constante de $K_V = 0,5$ et nous avons calculé les valeurs correspondantes de K_G et K_C pour une charge sodique croissante (logiciel « Ech Kv Cst », cours de Physico-chimie biologique de l'eau et du sol, UCL 2012). Pour la cohérence de la comparaison, nous avons exprimé le coefficient de Gapon en termes de molarité des cations en solution et non pas de millimolarité tel que défini traditionnellement (point 3.5.1.1).

Comme le montre la figure 3.28, malgré une sélectivité sodique constante telle qu'exprimée par le coefficient de Vanselow K_V , le coefficient de Gapon K_G augmente avec le taux de sodium échangeable et tend vers l'infini lorsque ESP tend vers 100%, confirmant ainsi l'hiatus de formulation mathématique de ce coefficient. Le coefficient de Gaines et Thomas, K_C , augmente quant à lui légèrement avec l'ESP, ce qui pose tout de même la question des différences de signification entre K_V et K_C qui ont fait débat entre les pionniers de la thermodynamique de l'échange ionique.

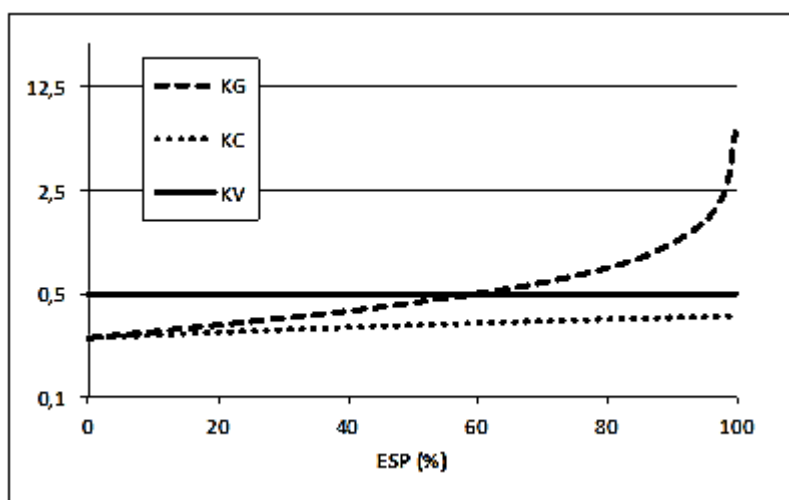


Figure 3. 28: Evolution du coefficient de sélectivité de Gapon (K_G) et du coefficient de sélectivité de Gaines & Thomas (K_C) avec le pourcentage de Na échangeable (ESP) pour des équilibres d'échange ionique simulés avec une valeur constante du coefficient de Vanselow ($K_V = 0,5$)

3.3.5.2. Equilibres d'échange entre le calcium et le magnésium

L'équation d'échange entre magnésium et calcium s'écrit comme suit :



Le coefficient de sélectivité, K_{MgCa} , pour cet échange est :

$$K_{\text{MgCa}} = (\text{Mg}_{\text{éch}}/\text{Ca}_{\text{éch}}) (C_{\text{Ca}}/C_{\text{Mg}}) \quad (3.30)$$

où $\text{Mg}_{\text{éch}}$ et $\text{Ca}_{\text{éch}}$ se réfèrent aux cations sur le complexe d'échange, et C_{Mg} et C_{Ca} sont les concentrations de ces cations en solution. Les unités utilisées ici, pourvu qu'elles soient cohérentes, n'ont pas d'importance vu qu'il s'agit de cations de même valence, par exemple cmolc/kg pour les cations adsorbés et mmolc/L pour les cations en solution.

Cette équation conduit à la relation suivante entre la composition du complexe d'échange et la composition de la solution d'équilibre :

$$\text{Mg}_{\text{éch}}/\text{Ca}_{\text{éch}} = K_{\text{MgCa}} (C_{\text{Mg}}/C_{\text{Ca}}) \quad (3.31)$$

La figure 3.29 présente cette relation pour l'ensemble de nos échantillons.

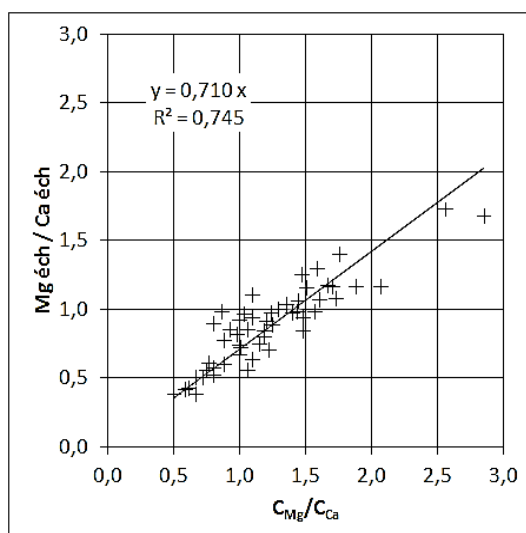


Figure 3. 29: Relation entre les rapports Mg/Ca en solution et sur le complexe d'échange

En forçant la régression par l'origine, ce qui se justifie sur le plan thermodynamique, la pente indique que le coefficient de sélectivité moyen pour cet échange serait de 0,71. Cette valeur inférieure à l'unité indique une préférence du complexe d'échange pour le

Ca par rapport au Mg. Dans les modèles d'échange ionique, une valeur unitaire de K_{MgCa} est souvent utilisée. C'est sans doute acceptable en première approximation dans la plupart des régions du monde où le Mg n'occupe qu'une faible fraction du complexe d'échange. Mais il est clair que cette hypothèse de non sélectivité pour deux cations de valence identique doit être nuancée dans notre contexte pédologique où les sols présentent la particularité d'une charge importante de Mg sur le complexe d'échange. Une affinité supérieure du complexe d'échange pour le Ca par rapport au Mg est bien établie dans des sols dont la CEC est largement d'origine organique (Baes et Bloom, 1988 ; Curtin et al., 1998) suite à la formation de chélates de Ca alors que le Mg est nettement moins impliqué dans de tels complexes. Mais comme nous l'avons établi précédemment dans ce chapitre, la CEC de nos échantillons relève très largement des minéraux argileux dont la sélectivité pour des cations de valence identique dépend de l'hydratation de ces cations (Teppen et Miller, 2005). En l'occurrence, le Mg de plus petit rayon ionique que le Ca présente une énergie d'hydratation supérieure et se départit plus difficilement d'une partie de son enveloppe d'hydratation au voisinage des surfaces minérales chargées, ce qui diminue son énergie de fixation sur les sites d'échange.

Comme pour les relations d'échange impliquant le Na, nous avons examiné dans quelle mesure la prise en compte des activités cationiques de Mg et Ca en solution au lieu des concentrations en éléments est susceptible d'améliorer la corrélation présentée à la figure 3.29. Les coefficients d'activité du Mg et Ca étant identiques, on ne pouvait s'attendre ici qu'à un effet de formation de paires ioniques avec les anions. Cette opération n'a pas donné lieu à un coefficient de détermination supérieur.

Signalons enfin que les formalismes de Vanselow et de Gaines & Thomas pour l'échange de cations homovalents ne diffèrent en rien de ce qui est présenté ci-dessus, les rapports de fractions molaires $\frac{M_{Mg}}{M_{Ca}}$ et des fractions équivalentes $\frac{E_{Mg}}{E_{Ca}}$ en phase surface étant identiques aux rapports de quantités de cations échangeables $Mg_{éch}/Ca_{éch}$.

3.4. Conclusion

La collection de sols faisant l'objet de cette étude s'est avérée particulièrement riche quant à sa diversité de propriétés physico-chimiques, bien que les échantillons proviennent d'une zone relativement restreinte de l'ordre de 200 ha. Les différences de texture portent sur la proportion d'argile et de sable, avec un contenu silteux relativement homogène d'une dizaine de pourcents. La CEC de ces sols est parfaitement corrélée à leur contenu en argile et en matière organique. Les mesures de conductivité électrique et de concentrations ioniques dans des extraits à l'eau témoignent de niveaux de salinité extrêmement variés pouvant atteindre 300 mmolc/kg (150 mmolc/L au rapport sol/eau 1/2). Les solutions salines sont constituées de sulfates et de bicarbonates, avec une contribution très faible des chlorures. Les concentrations en sulfate sont hautement corrélées aux concentrations en sodium et en magnésium. Les valeurs de pH reflètent bien la composition ionique des solutions ; des pH particulièrement élevés, de l'ordre de 9, voire proches de 10, sont observés pour les sols les plus riches en carbonates solubles, essentiellement des carbonates sodiques. Les concentrations en calcium soluble sont régulées par les équilibres avec la calcite, et restent donc faibles ; des valeurs proches de la saturation en gypse sont observées pour les sols les plus riches en sulfate. Le taux de sodium échangeable couvre une gamme extrêmement large, allant du pourcent jusqu'à plus de 50%. Une particularité propre à la zone d'étude par rapport à la majorité des sols salés du monde est que le magnésium échangeable atteint des valeurs du même ordre que celles du calcium échangeable, conséquence de la spécificité géochimique locale.

En ce qui concerne les échantillons prélevés dans l'horizon de surface de parcelles sous riziculture et d'anciennes parcelles rizicoles abandonnées, l'analyse statistique ne révèle de différence significative que pour le taux de sodium échangeable, plus élevé en moyenne dans les parcelles abandonnées. Toutefois, parmi les échantillons récoltés, les valeurs les plus élevées de salinité totale, et plus spécifiquement de Na, Mg et sulfate, sont le fait d'échantillons de parcelles abandonnées. Mais vu la très grande hétérogénéité des propriétés tant au sein des parcelles sous riziculture qu'au sein des parcelles abandonnées, l'analyse statistique ne considère pas que les moyennes soient significativement différentes. Une étude complémentaire sera consacrée à la comparaison entre les paramètres de rendement du riz et les caractéristiques pédochimiques des sols.

L'examen des relations d'équilibre entre la composition des complexes d'échange et la composition des solutions extraites au rapport sol/eau 1/2 a donné des résultats particulièrement intéressants qui s'avèreront très utiles pour la modélisation de ces réactions d'échange et pour des simulations de composition de la solution du sol dans une grande variété de conditions hydriques et pédochimiques. Des relations uniques ont été obtenues pour décrire les échanges $\text{Na} - (\text{Ca} + \text{Mg})$ dans toute la gamme de propriétés de nos échantillons, quelles qu'en soient la texture, la teneur en matière organique, la CEC, la garniture cationique du complexe d'échange, la salinité totale, la composition cationique et anionique des sels solubles... Ainsi, il est apparu que les équilibres d'échange $\text{Na} - \text{Divalents}$ pouvaient être décrits par un coefficient de sélectivité unique pour toutes nos mesures, selon le formalisme de Vanselow ou celui de Gaines & Thomas. Il en est de même pour les échanges entre le calcium et le magnésium pour lesquels on considère souvent des affinités identiques pour le complexe d'échange, alors que nos mesures ont mis en évidence une sélectivité favorable au Ca, ce qui est conforme aux propriétés intrinsèques d'hydratation de ces cations.

Nous avons soumis par ailleurs nos résultats à l'approche la plus largement utilisée en matière de relation entre le taux de sodium échangeable et la composition de la solution, approche qui dans les faits revient à considérer que la sélectivité d'échange $\text{Na} - \text{Divalent}$ est correctement décrite par une valeur unique du coefficient de sélectivité de Gapon. Vu les réserves souvent exprimées, mais aussi souvent oubliées, quant à la rigueur thermodynamique de ce coefficient et à l'hiatus de sa formulation mathématique, nous avons confirmé qu'un coefficient de Gapon unique est de moins en moins pertinent au fur et à mesure que le taux de sodium échangeable augmente. En pratique toutefois, cette formulation peut s'avérer relativement adéquate dans une gamme limitée de sodicité, pour autant que l'on n'en déduise pas de conclusions de nature thermodynamique.

Chapitre 4. Effet des propriétés pédochimiques et des pratiques agricoles sur la production du riz dans le périmètre rizicole de Mugerero

Les sols du périmètre de Mugerero sont diversement affectés par la salinité. Certaines parcelles sont déjà abandonnées et d'autres sont encore rizicoles. Les résultats des analyses chimiques des solutions de sols et du complexe d'échange faites au chapitre 3 montrent qu'il y a une grande variabilité des valeurs de ces propriétés au sein des parcelles rizicoles. Dans ce chapitre, nous allons identifier les propriétés pédochimiques dont la variabilité serait responsable de la variabilité du rendement rizicole et de ses composantes.

Résumé

Les propriétés chimiques des sols de 13 parcelles rizicoles du périmètre rizicole de Mugerero ainsi que les composantes de rendement du riz ont été déterminées et analysées durant deux années culturales 2010-2011 et 2011-2012 en vue d'identifier les propriétés des sols responsables de la diminution des rendements qui s'observe ces dernières années dans cette localité. Par ailleurs, les quantités de fertilisants chimiques et organiques qui ont été appliquées pour chaque parcelle durant cette période ont été collectées. Après analyses des corrélations entre ces jeux de données et des composantes principales, il s'est dégagé que le taux de calcium échangeable (ECP) et les rapports des cations solubles K/Na et Ca/Na sont des facteurs pédologiques qui contribueraient à l'amélioration de la production du riz à Mugerero. Par contre, la salinité globale (CE), le taux de sodium échangeable (ESP), les teneurs en Na et en SO_4 , le pH et les ions HCO_3 seraient responsables de la diminution de la productivité rizicole. En outre, les engrais chimiques et le fumier influencent moins la production rizicole.

Abstract

Soil chemical properties and rice yield components have been monitored on 13 rice farms' parcels of Mugerero rice growing area in Burundi during two growing seasons 2010-2011 and 2011-2012 in order to identify soil properties responsible for the decline in rice yields observed in recent years. Furthermore, quantities of chemical and organic fertilizers that were applied to each parcel during this period were collected. After analysis of correlation and principal components, it has emerged that the exchangeable calcium percentage (ECP) and ratios of soluble cations Ca/Na and K/Na may be the main soils factors that improve the rice yield. Moreover, soil salinity (CE), the exchangeable sodium percentage (ESP), soluble ions Na, SO_4 and HCO_3 , and pH may have negative effects on rice yield. However, chemical fertilizers and farmyard manure seem to have less influence on rice yield in Mugerero conditions.

4.1. Introduction

Au Burundi, la riziculture occupe environ 12000 familles. Cette culture est pratiquée dans la plaine de l'Imbo (riz irrigué), dans les dépressions du Moso et dans les marais d'altitude des plateaux centraux. Les rendements moyens atteignent 5,5 t/ha de riz paddy pour le riz irrigué alors qu'il est inférieur à 2 t/ha pour le riz des marais d'altitude (Gahiro, 2011). Dans la plaine de la Basse Rusizi (région naturelle de l'Imbo) où la riziculture est sous l'encadrement de la Société Régionale de Développement de l'Imbo (SRDI), la production moyenne annuelle est d'environ 22.000 t de riz paddy soit 14.300 t de riz blanc. La contribution de cette culture au PIB est estimée aux environs de 9,3 milliards de francs burundais (NEPAD, 2009). Le riz est pratiquement la céréale la plus cultivée dans la plaine de l'Imbo - Centre ; elle occupe à elle seule une production brute de 72% de la production vivrière totale de la commune Gihanga (MPDR, 2006), circonscription administrative qui englobe le périmètre rizicole de Mugerero.

Malgré cette place importante du riz, un phénomène pédologique d'accumulation de sels dans le sol est apparu dans ce périmètre rizicole au cours des années 1980 (une dizaine d'années après son aménagement pour la riziculture irriguée) et réduit considérablement la production du riz d'après les riziculteurs de la localité. Des parcelles rizicoles furent progressivement abandonnées car elles ne donnaient plus un rendement économiquement rentable. Même celles qui sont actuellement exploitées ne donnent pas toutes des rendements satisfaisants ; en témoignent les rendements épars qui sont observés au sein de ces parcelles.

La salinisation est l'une des principales formes de dégradation des sols. L'accumulation des sels affecte les propriétés physiques et chimiques des sols mais aussi la croissance des plantes. Sur les substrats salés, les plantes subissent trois types de contraintes (Marschner et al., 1995 ; Grattan et Grieve, 1998; Evangelou et McDonald, 1999) : (1) le déficit hydrique dit aussi « sécheresse physiologique » qui résulte de l'accroissement de la pression osmotique de la solution du sol, (2) les effets toxiques de certains ions comme le Na et le Cl et (3) le déséquilibre nutritionnel. L'excès de sodium cause aussi indirectement des dégâts aux plantes en provoquant la dispersion des agrégats, détruisant ainsi la structure et provoquant l'imperméabilisation des couches profondes du sol (Patterson, 2006) suivi d'une mauvaise aération du sol (Sharma et Swarup, 1988). Comme les sols salins possèdent généralement des concentrations excessives en Na et Mg au détriment du K et du Ca (Muhammed et al., 1987), les déséquilibres

ioniques détériorent la sélectivité des membranes racinaires ; ce qui aboutit à une accumulation passive du Na dans les racines et les parties aériennes et à une inhibition de l'absorption du Ca par les plantes (Grieve et Fujiyama, 1987). De tels phénomènes arrivent aussi quand les ratios des cations en solution Na/Ca et Na/K sont élevés (Muhammed et al., 1987). Au-dessus d'un certain seuil critique de salinité, les sels pénètrent passivement dans la racine et les parties aériennes et il en résulte la mort de la plante (Javaid et al., 2001). Bresler et al. (1982) rapportent des réductions de production en riz paddy de près de 20% quand la salinité de l'extrait de la pâte saturée atteint le niveau de 4 dS/m. L'accumulation du sodium dans les tissus des plantes s'accompagne généralement de celle du chlorure (Yeo et Flowers, 1985) dont les effets néfastes sur les plantes résident en l'inhibition de l'absorption de NO_3 (Grattan et Grieve, 1999).

Le calcium et le potassium sont utiles pour le maintien de la sélectivité et l'intégrité des membranes cellulaires des plantes (Muhammed et al., 1987 ; Song et Fujiyama, 1996). Le calcium est aussi indispensable pour le transport du potassium à travers les membranes. En conditions salines, il améliore les propriétés physiques du sol à côté du rôle de macronutriment. Le potassium agit positivement sur le poids des grains du riz (Muhammed et al., 1987), sur la hauteur des chaumes, sur le nombre de talles par plant et sur le pourcentage des grains pleins (Bohra et Doerffling, 1993).

Divers auteurs ont observé que la croissance des végétaux, y compris le riz, sur sols enrichis en sels était corrélée positivement aux rapports ioniques Ca/Mg et Ca/Na solubles (Javaid et al., 2001 ; Butt et al., 1995) ; d'autres comme Yeo et Flowers (1985) n'ont par contre observé aucun effet du ratio Na/Ca sur la croissance du riz en essai sur milieu de culture. Javaid et al. (2001) conclurent que la diminution du rapport Ca/Na et l'augmentation de la salinité provoquent la diminution de la longueur des épis, le poids de mille grains pleins et le rendement en grains pour le blé. L'effet de la concentration en sulfates n'a pas fait objet de beaucoup d'études ; les quelques études faites montrent que les cultures sont généralement plus tolérantes à la salinité des sulfates qu'à celle des chlorures (Grattan et Grieve, 1999).

Bien que beaucoup d'études aient été menées pour comprendre les effets de la salinité des sols sur la croissance et le rendement rizicole, peu d'études ont été conduites en champ, encore moins en conditions paysannes et non contrôlées. La présente étude a pour objet d'étudier les relations qui existeraient entre les variables physico-chimiques du sol et les paramètres du rendement rizicole. Elle a été conduite

dans les exploitations des riziculteurs pendant deux années culturales successives 2010-2011 et 2011-2012.

4.2. Matériels et méthodes

4.2.1. Zone d'étude

La présente étude a été menée dans la partie burundaise de la plaine de la Basse Rusizi, et plus précisément dans le périmètre rizicole de Mugerero. Elle se limite au niveau des blocs d'irrigation, portant numéros 81 et 91, situés au sud-ouest de ce périmètre. Les parcelles de ces blocs sont diversement affectées par la salinité, les unes sont déjà abandonnées et les autres sont encore actuellement sous riziculture.

4.2.2. Choix des parcelles d'échantillonnage

Pour déterminer les paramètres du sol qui influencent le rendement rizicole, treize parcelles rizicoles ont été choisies aléatoirement parmi celles qui sont emblavées par la variété V14 (= IBB53) dans les deux blocs 81 et 91. La variété V14, originaire de l'Indonésie (IRRI), a été introduite au Burundi et diffusée par l'Institut des Sciences Agronomiques du Burundi (ISABU) en 2002 (Gahiro, 2011). C'est la variété la plus cultivée dans la plaine de la Basse Rusizi en raison de la longueur de la graine relativement importante et de sa qualité organoleptique très appréciée par les consommateurs de la ville de Bujumbura. Les principales caractéristiques de cette variété synthétisées par ISABU (2008) sont reprises en annexe.

4.2.3. Méthode de collecte des paramètres du rendement

L'évaluation du rendement d'une culture en milieu rural pose des problèmes surtout liés au mode de semis qui ne se fait pas toujours en ligne et aussi aux difficultés d'effectuer des mesures sur la totalité de la récolte du champ, opération requérant entente avec le propriétaire et parfaite disponibilité de suivi de toutes les activités de récolte. D'où le meilleur moyen auquel il faut recourir est celui des carrés de rendement.

Dans cette étude, trois carrés de rendement de 1 m X 1 m ont été ainsi posés dans chaque parcelle quand le riz était au stade de montaison ou floraison. Ils étaient posés à $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$ et $\frac{3}{4}$ de la médiane principale. Le rendement en grains résulte de plusieurs composantes qui sont déterminées au cours de différentes étapes végétatives du riz (Yoshida, 1981). Les paramètres de rendement suivants ont été récoltés à la maturité

dans chaque carré : hauteur des chaumes, nombre de touffes, nombre de grains par panicule, rendement global et poids de mille grains pleins. La collecte des données en rapport avec la hauteur des chaumes et le nombre de grains par panicule suivait un prélèvement en V au sein de chaque carré. La hauteur des chaumes a été mesurée sur cinq chaumes prises aléatoirement sur le V ; il s'agit de la hauteur depuis le niveau du sol jusqu'au point d'insertion de la panicule. Au même moment, cinq panicules étaient prises aléatoirement sur le V pour servir au comptage des grains pleins et vides. La récolte a été faite aux mois de juin 2011 et juin 2012 en coupant à l'aide d'une faucille les plants à moins de 5 cm du collet quand le riz atteignait la maturité (au moins 90% des plantes étaient à ce stade). La récolte a été directement suivie par l'égrainage par battage des épillets sur bâche au champ. Les grains récoltés étaient séchés et vannés. Le séchage a continué jusqu'au taux d'humidité inférieur à 14%. Après vérification de ce taux avec un hygromètre, ces récoltes parcellaires étaient pesées pour constituer le rendement global en grains en y incluant les grains pleins provenant des panicules prélevés pour l'évaluation du taux de stérilité. Le poids de mille grains pleins a été déterminé en pesant mille grains dénombrés avec un compteur automatique.

4.2.4. Méthodes d'échantillonnage et d'analyse des sols

Les caractéristiques chimiques des sols des parcelles d'études ont été déterminées après la récolte du riz pour les deux années culturales. Des échantillons composites ont été prélevés à la profondeur de 0-25 cm au mois de juillet 2011 et juillet 2012 quand la lame d'eau d'irrigation était presque complètement évacuée. Les échantillons ont été séchés pendant deux semaines à l'air libre, broyés et tamisés sur mailles de 2 mm avant de passer aux analyses physico-chimiques.

Les analyses de sols prélevés en 2011 ont porté sur le pH, la conductivité électrique (CE), les cations (Ca, Mg, Na et K) extractibles à l'acétate d'ammonium et à l'acétate de sodium, les cations (Ca, Mg, Na et K) et anions (SO_4 , Cl, HCO_3) solubles au rapport sol/eau de 1/2. Les cations échangeables ont été calculés en retranchant les cations solubles des cations extractibles à l'acétate de sodium (pour le Ca, le Mg et le K) et à l'acétate d'ammonium (pour le Na).

Les mesures du pH, de la CE et des ions solubles au rapport sol/eau de 1/2 ont été répétées en 2012 sur les sols prélevés sur les mêmes parcelles pour établir une éventuelle évolution de la salinité au cours des deux années. Les pourcentages de saturation du complexe d'échange en cations Ca, Mg et Na calculés pour les

échantillons prélevés en 2011 ont été considérés comme valables pour l'année 2012 en négligeant quelques variations éventuelles de la courte période d'une seule année.

4.2.5. Enquête sur la phytotechnie du riz dans les exploitations rizicoles

Parallèlement à la récolte des données sur la croissance et la production du riz, nous avons mené une enquête auprès des exploitants dans le but d'établir d'éventuelles différences de pratiques phytotechniques vu que celles-ci pourraient ajouter une source de variation de la production du riz aux paramètres des sols. Les données de cette enquête se rapportaient principalement aux pratiques d'entretien, à la nature et aux quantités d'engrais appliqués, au régime d'irrigation et drainage ainsi qu'à l'histoire de la salinité sur les parcelles. Le guide d'entretien utilisé se trouve en annexe.

4.2.6. Analyse des résultats

La détermination des relations entre les caractéristiques du sol et les paramètres du rendement rizicole a été faite sur base des données des deux années pour toutes les parcelles sauf pour la parcelle n°7 dont les seules données prises en compte sont celles de la première année, la deuxième année ayant été marquée par un repiquage tardif pour cette parcelle. Après avoir examiné les corrélations entre les variables déterminées au cours des deux années 2011 et 2012, nous avons intégré toutes nos données dans une même matrice avant de passer à l'analyse proprement dite qui a suivi trois démarches. La première est l'analyse des coefficients de corrélation entre les variables ; la seconde est l'analyse en composantes principales qui permet de réduire les variables explicatives en un nombre réduit de variables synthétiques ; et la troisième approche est la combinaison des variables du sol dont la corrélation avec l'une ou l'autre variable du riz est significative au seuil de 5% par la méthode de sélection pas-à-pas (*stepwise regression*) en modèles de régression linéaire prédictifs des paramètres de rendement rizicole. Chaque fois que la comparaison des moyennes de deux séries de données pour une même variable s'avérait nécessaire, le test-T de Student (ou le test basé sur les rangs de Wilcoxon) pour séries appariées a été utilisé avec le logiciel SAS Enterprise Guide 5.1. En outre, pour chaque parcelle, une analyse de la variance avec ce logiciel a été utilisée pour comparer les composantes de rendement déterminées au cours des deux années culturales.

Avant les analyses en composantes principales (ACP), les tests de Shapiro-Wilk ont été faits sur les données pédologiques et sur les variables de production et de croissance

du riz pour vérifier si ces variables suivent une distribution normale. Dans le cas contraire, des transformations logarithmiques ont été menées. Celles-ci ont concerné toutes les variables pédochimiques sauf le pH, le taux de calcium échangeable (ECP) et le taux de magnésium échangeable (EMP). Ce type de transformation a été aussi adopté pour le taux de stérilité et le rendement global en grains paddy.

4.3. Résultats et discussion

Dans cette section, nous examinons d'abord l'évolution de l'état physico-chimique des sols au cours des deux années culturales et nous présentons ensuite les pratiques agricoles associées à la riziculture et les paramètres de rendement du riz avant d'aborder les relations qui lient les paramètres du sol et ceux du rendement.

4.3.1. Evolution des paramètres physico-chimiques des parcelles rizicoles

L'évolution des variables des sols des parcelles objets de cette étude est présentée au tableau 4.1 et détaillée au tableau 4.12 et 4.13 en annexe. Les sels solubles sont dominés par les ions Na et SO_4 pendant les deux années culturales. La comparaison des variables des sols analysées aux deux années culturales 2011 et 2012 (Tableau 4.1 et figure 4.1) révèle que le pH a significativement diminué en une période d'une année et que la CE et les ions solubles Ca, Na et Cl ont connu des augmentations significatives. On constate aussi que malgré les augmentations significatives des concentrations en chlorures au cours de cette période, les valeurs atteintes demeurent plus faibles ($< 1 \text{ mmolc/L}$) que celles des sulfates (moyenne $> 8 \text{ mmolc/L}$).

L'examen des corrélations entre les paramètres pédochimiques (Tableau 4.2) montre que le pH est significativement corrélé à l'ion HCO_3 , au rapport Ca/Mg et à l'EMP. Il est aussi à remarquer que les ions bicarbonates sont positivement corrélés non seulement au pH, mais aussi aux rapports Ca/Mg et Mg/Na et à l'EMP.

On observe aussi qu'il existe des intercorrélations positives entre la salinité (CE) et tous les ions solubles non bicarbonatés (Ca, Mg, Ca, Mg, Na, Cl et SO_4) à l'exception du K dont la corrélation significative n'est notée qu'avec le Ca et le Mg. D'autre part, la salinité affiche des corrélations significatives avec le rapport K/Na et les taux de saturation en calcium (ECP) et en sodium (ESP).

Quant aux taux des cations échangeables, l'ECP présente des corrélations négatives avec la salinité, les ions Na et SO_4 , l'EMP et l'ESP. Il est aussi positivement corrélé aux

rapports cationiques Ca/Mg, Ca/Na, Mg/Na et K/Na. L'ESP montre quant à lui des corrélations opposées à celles que l'ECP affiche avec les autres variables.

Tableau 4. 1: Principales statistiques sur les propriétés chimiques des solutions des sols des 13 parcelles prélevés et analysés pour les deux années d'observation

Propriétés	Unités	Année 2011				Année 2012				Valeur p ¹
		Moy	SD	Min	Max	Moy	SD	Min	Max	
pH1/2	-	7,43	0,63	6,31	8,12	6,86	0,71	5,61	7,82	0,007*
CE1/2	dS/m	1,05	0,9	0,14	2,68	1,61	1,32	0,09	4,32	0,01*
Ca soluble	mmolc/L	1,59	1,74	0,07	5,89	2,46	2,65	0,4	9,03	0,05*
Mg soluble	mmolc/L	1,95	2,09	0,11	6,42	3,2	3,05	0,45	11,22	0,09
K soluble	mmolc/L	0,22	0,28	0,04	1,1	0,22	0,16	0,09	0,63	0,85
Na soluble	mmolc/L	8,38	7,6	1,7	23,46	12,22	10,34	0,52	34,71	0,01*
Ca/Mg	-	1,02	0,4	0,57	2	0,75	0,27	0,33	1,27	0,03*
Ca/Na	-	0,19	0,17	0,03	0,55	0,34	0,44	0,05	1,73	0,23
Mg/Na	-	0,18	0,15	0,05	0,53	0,59	1,02	0,16	3,85	0,03*
K/Na	-	0,02	0,01	0,01	0,05	0,13	0,34	0	1,21	0,65
Cl soluble	mmolc/L	0,1	0,05	0,04	0,23	0,27	0,23	0,07	0,88	0,0005*
SO ₄ soluble	mmolc/L	8,8	9,53	0,15	25,66	8,17	7,71	0,12	24,05	0,64
HCO ₃ soluble	mmolc/L	1,59	1,02	0,3	3,42	1,03	0,89	0,15	2,9	0,08

1. Valeur p selon les tests de Student pour échantillons appariés pour le pH et le test basé sur les rangs de Wilcoxon pour échantillons appariés pour les autres variables. Les valeurs de $p < 0,05$ indiquent des différences statistiquement significatives ; SD = Ecart type ; Moy = moyenne

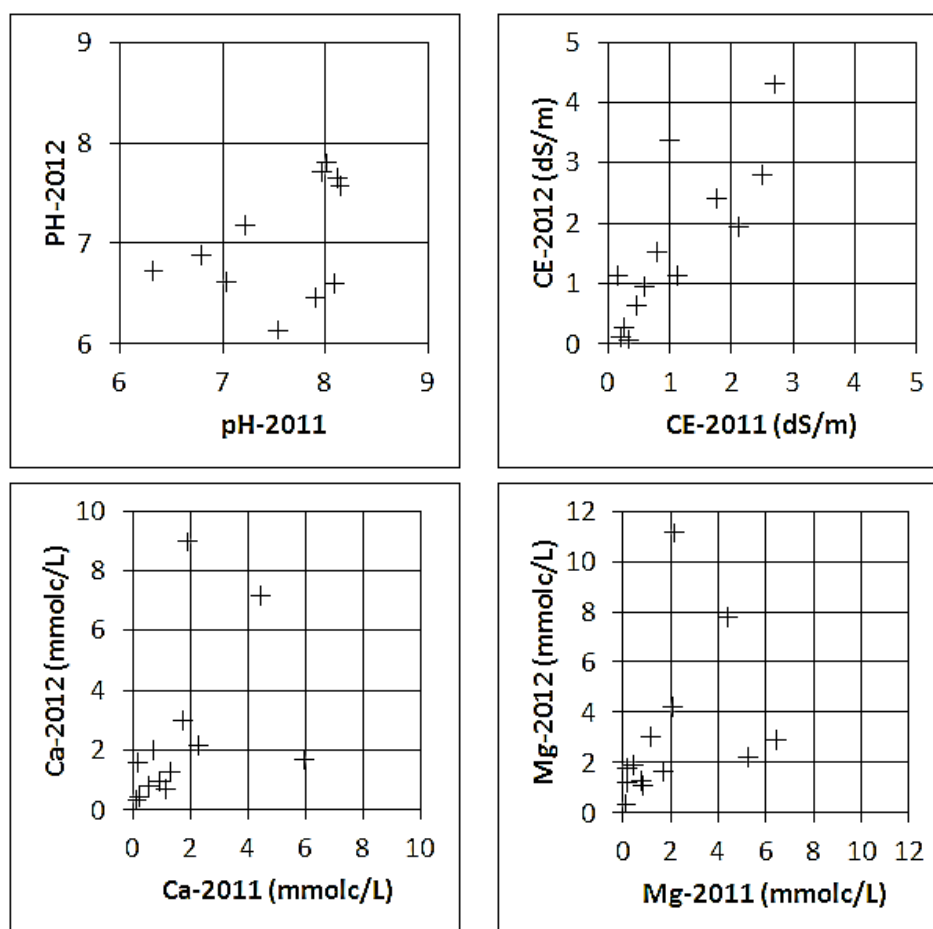


Figure 4. 1: Comparaison des variables des solutions des échantillons de sols prélevés en 2011 et en 2012

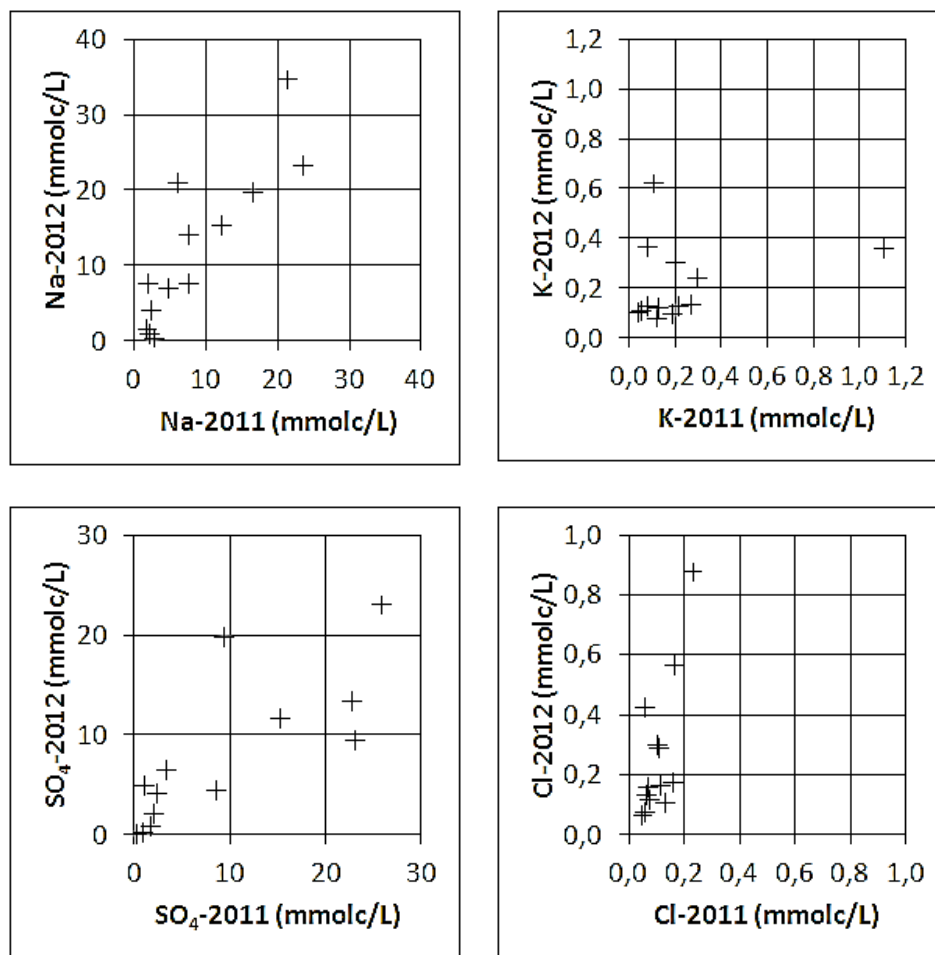


Figure 4.1 (Suite): Comparaison des variables des solutions des échantillons de sols prélevés en 2011 et en 2012

Tableau 4. 2: Matrice des corrélations entre les variables des sols

	r/p	pH	Log CE	Log Ca	Log Mg	Log K	Log Na	Log Ca/Mg	Log Ca/Na	Log Mg/Na	Log K/Na
Log CE	r	0,13									
	p	0,51									
Log Ca	r	0,04	0,80								
	p	0,83	<0,0001								
Log Mg	r	-0,09	0,75	0,93							
	p	0,67	<0,0001	<0,0001							
Log K	r	-0,18	0,16	0,46	0,68						
	p	0,37	0,42	0,02	0,0002						
Log Na	r	0,17	0,98	0,70	0,69	0,14					
	p	0,41	<0,0001	<0,0001	0,0001	0,47					
Log Ca/Mg	r	0,46	0,04	0,13	-0,20	-0,43	-0,01				
	p	0,02	0,83	0,53	0,33	0,03	0,97				
Log Ca/Na	r	-0,15	-0,15	0,42	0,28	0,23	-0,30	0,22			
	p	0,47	0,47	0,04	0,16	0,26	0,14	0,28			
Log Mg/Na	r	-0,34	-0,17	0,37	0,37	0,42	-0,30	-0,20	0,91		
	p	0,09	0,42	0,06	0,06	0,03	0,14	0,31	<0,0001		
Log K/Na	r	-0,32	-0,75	-0,33	-0,27	0,26	-0,80	-0,28	0,59	0,71	
	p	0,11	<0,0001	0,10	0,18	0,20	<0,0001	0,17	0,002	<0,0001	
Log Cl	r	-0,15	0,59	0,59	0,55	0,21	0,52	-0,01	0,15	0,16	-0,25
	p	0,48	0,002	0,001	0,004	0,31	0,01	0,97	0,46	0,45	0,21

Tableau 4.2 (suite) : Matrice des corrélations entre les variables des sols

		pH	Log CE	Log Ca	Log Mg	Log K	Log Na	Log Ca/Mg	Log Ca/Na	Log Mg/Na	Log K/Na	Log Cl	Log SO4	Log HCO3	ECP	EMP
Log SO4	r	0,09	0,93	0,68	0,65	0,11	0,92	-0,03	-0,22	-0,20	-0,67	0,52				
	p	0,65	<0,0001	0,0001	0,0004	0,59	<0,0001	0,90	0,29	0,32	0,0002	0,01				
Log HCO3	r	0,97	0,15	0,01	-0,11	-0,27	0,20	0,42	-0,21	-0,38	-0,38	-0,16	0,08			
	p	<0,0001	0,47	0,95	0,58	0,19	0,33	0,03	0,31	0,05	0,06	0,44	0,70			
Log ECP	r	0,22	-0,42	-0,01	-0,22	-0,17	-0,51	0,53	0,69	0,47	0,44	-0,22	-0,51	0,22		
	p	0,27	0,03	0,95	0,28	0,39	0,01	0,01	0,0001	0,02	0,02	0,29	0,01	0,28		
Log EMP	r	-0,41	0,23	-0,14	0,02	0,00	0,30	-0,44	-0,58	-0,40	-0,29	0,25	0,38	-0,41	-0,90	
	p	0,04	0,26	0,50	0,93	0,99	0,14	0,03	0,002	0,04	0,15	0,22	0,06	0,04	<0,0001	
Log ESP	r	0,07	0,54	0,19	0,40	0,33	0,63	-0,48	-0,61	-0,41	-0,51	0,11	0,53	0,08	-0,84	0,51
	p	0,74	0,004	0,34	0,04	0,09	0,001	0,01	0,001	0,04	0,01	0,58	0,01	0,69	<0,0001	0,01

4.3.2. Pratiques agricoles associées à la riziculture du périmètre de Mugerero

Dans le périmètre rizicole de Mugerero, comme d'ailleurs pour l'agriculture burundaise en général, toutes les opérations agricoles se font manuellement, de la préparation du terrain à la récolte en passant par le semis, la fertilisation et le sarclage.

Le premier labour à la houe dénommé localement *kugadika* se fait aux mois de septembre et octobre quand les sols sont encore secs. Le deuxième labour dénommé *gukubita* se fait vers mi-novembre à la houe et procède par le battage des mottes émanant du premier labour. L'opération suivante est la mise en place de la pépinière au cours des mois de décembre et janvier dans l'espace labouré.

Après la mise en place des pépinières en attendant le repiquage, on entretient les canaux d'irrigation, les digues et diguettes et on inonde les casiers par l'eau pour niveler la surface du terrain. Le repiquage s'effectue au mois de janvier et février, entre la troisième et la quatrième semaine à partir du semis à la pépinière, et doit durer très peu de temps au sein d'une même exploitation (1 à 2 jours) pour assurer l'uniformité de la maturité des plants d'une même parcelle. Cette transplantation se fait dans un sol bien humidifié, à aspect boueux, à raison de 2 plants (rarement 3) par poquet, aux écartements de 20 cm X 20 cm selon les instructions de la SRDI, soit à une densité de 25 plants par m². Le sarclage se déroule en deux temps : 4 semaines après le repiquage et 3 semaines suivant le premier sarclage.

Dans la plaine de la Basse Rusizi, deux formules de fertilisation guident la fertilisation minérale du riz. La première formule est constituée par l'urée, le DAP (18-46-0) (DAP : diammonium phosphate, $(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$) et le KCl (0-0-60). Ces trois engrais sont appliqués à des doses respectives de 150 kg, 50 kg et 45 kg/ha. La deuxième formule combine l'urée et le NPK (10-20-20) qu'on applique à des doses de 150 kg et 100 kg /ha respectivement. Dans les deux cas, l'application de l'urée est fractionnée en deux temps : la première moitié (75 kg) à deux semaines après le repiquage en même temps que les autres engrais, et la deuxième à quatre semaines, juste après le premier sarclage. Durant les deux années culturales objet de cette étude, c'est la deuxième formule qui a été adoptée ; il n'y a eu donc que l'urée, le NPK et le fumier qui ont été appliqués.

La fumure organique n'est pas normalement utilisée pour la culture du riz. Mais, avec l'apparition de la salinité, certains agriculteurs s'en servent pour corriger ce problème. Des quantités de fumier frais variant de 0 à 2000 kg par ha sont épandues dans les parcelles de la présente étude à chaque saison culturale (Tableau 4.3). Les produits

phytosanitaires sont appliqués quand il y a apparition d'une maladie quelconque. Au cours des deux années d'études, il n'y a pas eu d'application de produits phytosanitaires dans les parcelles étudiées suite à l'absence de maladies biotiques.

La récolte se fait en faucillant les plants avec épillets à moins de 5 cm du sol. L'égrainage se fait directement dans le champ par battage manuel des épillets sur un tronc d'arbre posé sur une bâche.

Tableau 4. 3 : Quantités d'engrais et de fumier appliquées dans les parcelles d'étude du périmètre rizicole de Mugerero

N°	code parcelle	Année 2011			Année 2012		
		NPK (kg/ha)	Urée (kg)	Fumier (kg/ha)	NPK (kg/ha)	Urée (kg/ha)	Fumier (kg/ha)
1	A	100	150	0	100	150	0
2	B	100	150	2000	100	100	2000
3	C	100	100	800	100	50	0
4	D	100	150	0	100	150	0
5	E	50	50	0	100	100	0
6	F	100	50	0	0	0	0
7	G	100	150	0	100	150	0
8	H	100	100	2000	100	125	2000
9	I	0	100	700	75	150	1000
10	J	100	50	0	100	75	0
11	K	100	100	0	100	150	0
12	L	0	50	1200	100	0	0
13	M	75	100	0	75	50	0

4.3.3. Niveau et évolution du rendement rizicole et de ses composantes

Les valeurs du rendement du riz et de ses composantes observées en 2011 et en 2012 sont reprises au tableau 4.4. La figure 4.2 montre les comparaisons par parcelle des valeurs moyennes des paramètres déterminés en 2011 et en 2012.

Les rendements en grains varient de 0,03 à 0,63 kg/m² avec une moyenne de 0,31 kg/m² au cours de la première année et entre 0,01 à 0,59 kg/m² avec une moyenne de 0,29 kg/m² pour la deuxième année ; ce qui montre une grande dispersion des rendements parcellaires. Ces valeurs montrent que seules 4 parcelles (portant numéros 1, 4, 7 et 8) pour la première année et 3 parcelles (portant numéros 1, 4 et 8) pour la deuxième année ont atteint le rendement moyen en grains paddy de la région de la Basse Rusizi qui est de 5,2 t/ha selon Gahiro (2011). Ces rendements sont de loin inférieurs au rendement potentiel des variétés de riz modernes qui est supérieur à 10 t/ha pour les plaines des régions tropicales (Khush, 1995 ; Peng et al., 1999). Ils sont

aussi inférieurs aux rendements moyens calculés pour la Chine, les USA, l'Australie et l'Egypte qui étaient respectivement de 6,7 ; 8,3 ; 8,9 et 9,5 t/ha en 2012 (FAOSTAT, 2014).

La hauteur des chaumes varie de 28 à 90 cm avec une moyenne de 54 cm pendant la première année et de 35 à 85 cm avec une moyenne de 59 cm pendant la deuxième année. Elle a significativement augmenté dans 6 parcelles tandis que des diminutions significatives sont observées dans deux parcelles. Ce paramètre de croissance du riz est positivement corrélé au rendement global en grains.

Le poids de mille grains pleins varie entre 18 et 27 g avec une moyenne de 23,3 g en 2011 et entre 14,3 et 28,6 g avec une moyenne de 23,3 g en 2012. Cette précédente variable est positivement corrélée au rendement global. Notons que des rendements globaux en grains de plus de 0,3 kg par m² sont observés pour tous les cas de poids de mille grains pleins supérieurs à 25 g.

Le nombre moyen de talles par touffe a été de 11 talles en 2011 et en 2012. Il varie de 6 à 19 talles et de 5 à 19 talles respectivement en 2011 et en 2012. Des augmentations significatives de cette variable sont observées dans 4 parcelles alors qu'une diminution n'est notée que dans une seule parcelle.

La comparaison de ces variables mesurées pendant les deux années 2011 et 2012 par le test de Student-Newman-Keuls (Tableau 4.4) révèle que six parcelles présentent des densités de repiquage moyennes qui sont significativement différentes. L'analyse globale de l'ensemble des résultats de toutes les parcelles pour cette variable montre des diminutions remarquables des densités de repiquage en l'an 2012 ; elles ont passé de 34 touffes par m² en moyenne à 26 touffes par m². De plus, la dispersion des valeurs de la densité de repiquage à la deuxième année (CV = 13%) est moins élevée que celle de la première année (CV = 27%). La densité est, pour la deuxième année, généralement constante, proche de 25 touffes par m² car les agriculteurs ont majoritairement suivi les ordres du service de la SRDI chargé des encadrements qui harmonisent le repiquage aux écartements de 20 cm X 20 cm soit à une densité de 25 touffes par m².

Le taux de stérilité est compris entre 10,86 et 56,48% avec une moyenne 27,82 % pour la première année et entre 8,37 et 92,69% avec une moyenne de 34,86 % pour la deuxième année. Cette variable a significativement augmenté dans 3 parcelles et a diminué dans une seule parcelle. Elle est négativement corrélée au rendement global en grains et au poids de mille grains pleins.

Tableau 4. 4: Valeurs de la densité de repiquage et des composantes de rendement du riz et la p-valeur du test de Student-Newman-Keuls au seuil de 5% comparant ces paramètres mesurés aux deux années culturales

N°	code		Densité (touffes par m ²)	Nb talles	Hauteur (cm)	Tx st (%)	pmgp (g)	Rdt (kg/m ²)
1	A	2011	47	12	67,78	21,09	26,67	0,56
		2012	24	17	84,33	22,02	25,37	0,59
		p	0,01	0,01	0,01	0,80	0,44	0,11
2	B	2011	45	10	52,56	19,55	24,67	0,34
		2012	25	15	58	17,45	25,77	0,43
		p	0,01	0,04	0,20	0,75	0,33	0,80
3	C	2011	32	14	45,22	33,51	21	0,25
		2012	25	7	58,08	33,5	23,57	0,18
		p	0,40	0,003	0,05	1,00	0,20	0,44
4	D	2011	41	19	90,11	19,9	25,33	0,58
		2012	25	15	85,08	8,37	27,9	0,57
		p	0,44	0,11	0,20	0,06	0,10	0,89
5	E	2011	42	9	39,78	29,6	22	0,21
		2012	25	7	46,33	16,96	21,2	0,08
		p	0,002	0,32	0,04	0,06	0,28	0,01
6	F	2011	32	8	36,44	23,44	22,33	0,07
		2012	28	5	41,42	17,99	24,47	0,07
		p	0,50	0,01	0,04	0,16	0,08	0,66
7	G	2011	33	11	83,44	10,86	27	0,57
		2012	-	-	-	-	-	-
8	H	2011	31	13	86,89	20,82	27,33	0,63
		2012	25	19	76,25	25,21	25,5	0,56
		p	0,04	0,004	0,04	0,44	0,15	0,52
9	I	2011	14	6	27,67	35,94	20,33	0,03
		2012	25	8	43,2	78,48	18,97	0,05
		p	0,02	0,20	0,0002	0,001	0,45	0,30
10	J	2011	42	9	28,89	56,48	17,67	0,06
		2012	25	11	34,75	92,69	14,3	0,01
		p	0,001	0,37	0,08	0,02	0,06	0,001
11	K	2011	32	10	40	27,88	22,67	0,07
		2012	25	10	60,54	62,44	18,1	0,1
		p	0,17	0,80	0,02	0,03	0,01	0,56
12	L	2011	34	13	62,67	33,36	26,67	0,43
		2012	36	8	63,61	19,27	28,57	0,45
		p	0,76	0,004	0,79	0,002	0,19	0,59
13	M	2011	23	9	41,44	29,29	20	0,19
		2012	25	13	57,1	23,95	24,67	0,33
		p	0,58	0,07	0,01	0,42	0,02	0,27

Nb talles, T st, pmgp et Rdt sont respectivement le nombre de talles par touffe, le taux de stérilité, le poids de mille grains pleins et le rendement global en riz paddy.

Le constat général est que la riziculture sur nos parcelles a gardé la même réponse durant les deux années culturales spécialement pour les variables « poids de mille grains pleins et « rendement global en grains ». Les parcelles qui étaient relativement meilleures pour ces variables durant la première année ont gardé leur position en deuxième année ; ce qui renforce notre choix de combiner les variables des deux années dans une même matrice d'analyse.

En analysant les coefficients de corrélations de Spearman entre les paramètres du rendement et de croissance du riz donnés dans le tableau 4.5, on remarque que :

- le nombre de talles par touffe, la hauteur des chaumes et le poids de mille grains pleins sont positivement corrélés, et d'une manière significative au seuil de 5%, au rendement global en grains ;
- le taux de stérilité des épillets est négativement corrélé au rendement global en grains et à la hauteur des chaumes et au poids de mille grains pleins.

Tableau 4. 5: Matrice des corrélations entre les paramètres de croissance et de rendement du riz (r = coefficient de Spearman ; p = p-valeur)

Paramètre du rendement	r et p	Densité	Nb talle	Hauteur	Tx st	pmgp
Nb talle	r	0,12				
	p	0,57				
Hauteur	r	0,11	0,67			
	p	0,61	0,0003			
Tx st	r	-0,16	-0,22	-0,52		
	p	0,45	0,29	0,01		
pmgp	r	0,3	0,49	0,78	-0,74	
	p	0,15	0,01	<0,0001	<0,0001	
Rdt	r	0,25	0,75	0,91	-0,59	0,84
	p	0,23	<0,0001	<0,0001	0,002	<0,0001

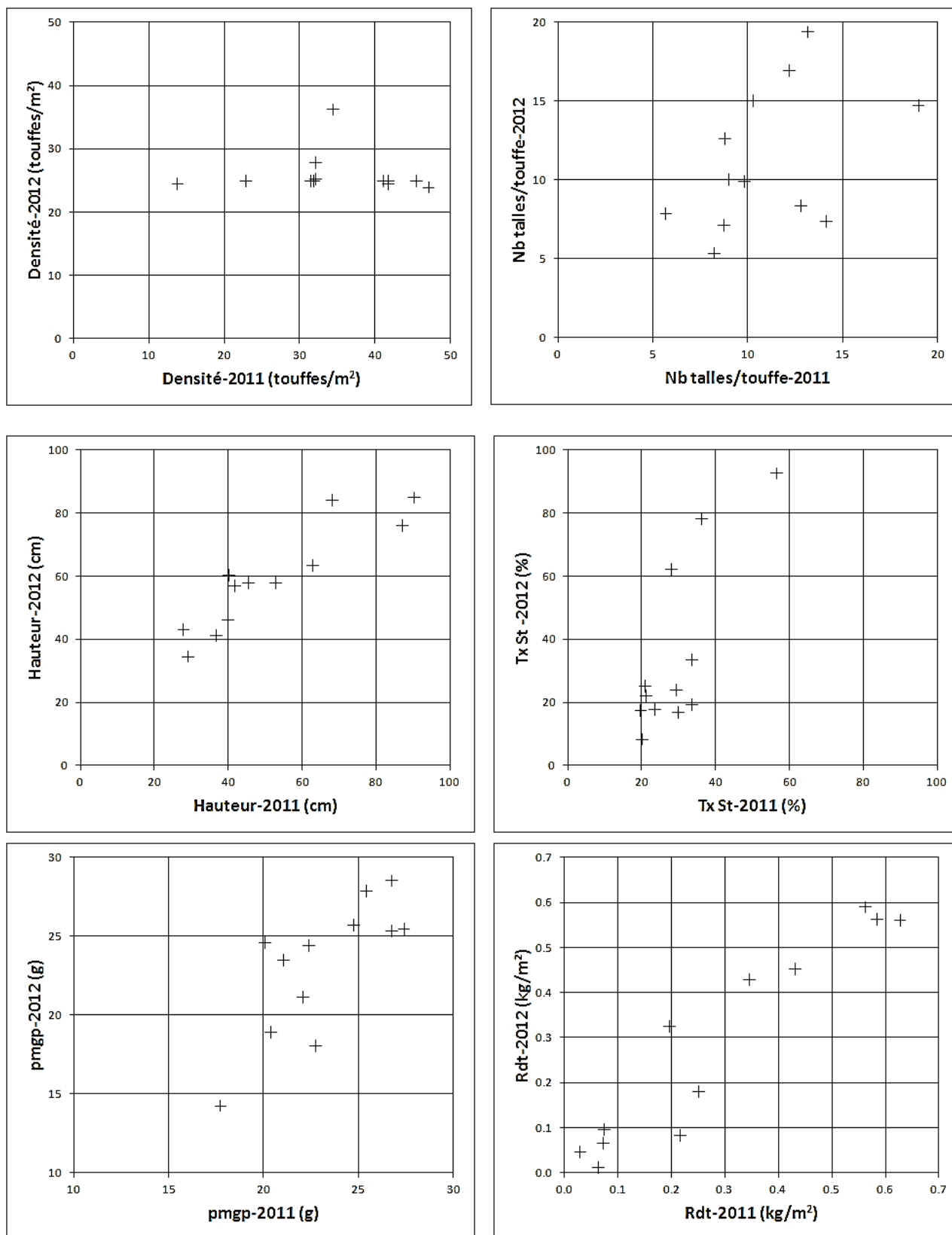


Figure 4. 2: Comparaison des valeurs des composantes de rendement mesurées en 2011 et en 2012

4.3.4. Analyse de la corrélation entre les paramètres du sol, les fertilisants et les paramètres de rendement du riz

4.3.4.1. Effets des fertilisants sur la production du riz

Avant d'examiner les relations entre les paramètres du sol et ceux du rendement rizicole, nous examinons d'abord si l'application des engrais sur les parcelles d'études ne masquent pas les effets des variables pédochimiques puisque tous les agriculteurs de la zone d'étude n'appliquent pas les mêmes quantités d'engrais par unité de surface. Certains riziculteurs des parcelles affectées par la salinité n'appliquent pas (ou appliquent peu) de fertilisants car ils minimisent les dépenses par crainte de ne pas avoir assez de production qui soit économiquement rentable. Nous utilisons trois approches : l'une basée sur l'analyse des effets des accroissements des quantités d'engrais appliqués sur les accroissements des paramètres de croissance et de rendement du riz ; l'autre basée sur les coefficients de corrélation de Kendall entre les quantités d'engrais et les variables du rendement du riz, et la dernière basée sur les analyses en composantes principales.

Les différences absolues entre les quantités d'engrais appliqués au cours de l'année 2012 et ceux appliqués en 2011 et entre les paramètres du riz mesurés au cours de ces deux années sont reprises au tableau 4.6 où le signe Δ signifie la différence entre la valeur de la quantité observée en 2012 et celle observée en 2011. Il est vraisemblable que les engrais chimiques et le fumier de ferme n'apportent pas de surplus significatifs au-delà d'un certain degré de salinisation puisque les augmentations des quantités appliquées n'ont pas toujours été accompagnées d'augmentations des paramètres de production du riz. A titre d'exemple, la parcelle numéro 6 a connu des diminutions sensibles de quantités d'engrais (zero engrais chimique appliqué au cours de l'année 2012) mais le rendement global en kg/m^2 n'a pas du tout changé tandis que la hauteur des chaumes et le poids de mille grains pleins ont connu des augmentations et que le taux de stérilité a diminué. Les augmentations des quantités de NPK appliquées aux parcelles 5, 9 et 12 n'ont pas amélioré la production du riz. Pareilles scénarii contradictoires sont observées pour l'urée et le fumier de ferme.

Les coefficients de corrélation de Kendall sont applicables pour les valeurs qui ne sont pas normalement distribuées et particulièrement lorsqu'il y a des ex-aequo dans les variables explicatives comme celles des engrais et de la densité de semis (de cette étude). Les coefficients de corrélation de Kendall (τ) entre les quantités de fertilisants et les composantes du rendement du riz sont montrés au tableau 4.7. On remarque

qu'il n'y a pas de corrélation significative pour la plupart de cas entre les apports de fertilisants et les paramètres de rendement. Seuls l'urée et le NPK semblent avoir des effets significatifs sur le nombre de talles par touffe et sur la hauteur des chaumes. Néanmoins, les coefficients de corrélation dont il est question ici sont faibles ($|\tau| < 0,40$) et ne permettent donc pas de déduire un effet de ces engrais et de la densité de semis sur la production rizicole en conditions salines de Mugerero.

Tableau 4. 6: Variations des paramètres de rendement rizicole et des quantités d'engrais appliqués au cours des deux années de culture

N° du sol	Δ NPK (kg/ha)	Δ Urée (kg/ha)	Δ Fumier (kg/ha)	Δ Nb talles	Δ Hauteur (cm)	Δ Tx st (%)	Δ pmgp (g)	Δ Rdt (kg/m ²)
1	0	0	0	4,89	16,56	0,93	-1,30	0,03
2	0	-50	0	4,83	5,44	-2,10	1,10	0,09
3	0	-50	-800	-6,66	12,86	-0,01	2,57	-0,07
4	0	0	0	-4,16	-5,03	-11,52	2,57	-0,02
5	50	50	0	-1,50	6,56	-12,64	-0,80	-0,13
6	-100	-50	0	-2,77	4,97	-5,44	2,13	0,00
8	0	25	0	6,31	-10,64	4,39	-1,83	-0,06
9	75	50	300	2,32	15,53	42,54	-1,37	0,02
10	0	25	0	1,11	5,86	36,21	-3,37	-0,05
11	0	50	0	0,21	20,54	34,56	-4,57	0,03
12	100	-50	-1200	-4,30	0,94	-14,09	1,90	0,02
13	0	50	0	3,93	15,66	-5,34	4,67	0,13

Tableau 4. 7: Matrice de corrélation entre les variables de rendement et les fertilisants (τ = coefficient de Kendall; p = p-valeur)

Type d'engrais	Coefficient de corrélation et p-valeur	Densité	Nb talles	Hauteur	Tx st	pmgp	Rdt
NPK	τ	0,17	0,3	0,33	-0,23	0,15	0,27
	p	0,33	0,05	0,05	0,16	0,35	0,11
Urée	τ	-0,09	0,37	0,35	-0,12	0,06	0,29
	p	0,58	0,02	0,02	0,42	0,68	0,06
Fumier	τ	-0,03	0,25	0,1	0,04	0,14	0,13
	p	0,86	0,12	0,53	0,81	0,43	0,39

L'analyse en composantes principales (ACP) associant les variables de production du riz et celles des engrais et la densité de semis montre deux facteurs à valeurs propres supérieures à 1. La variance expliquée par les deux dimensions est de 63%. La première composante principale compte 45,2% de la variance. Elle est fortement corrélée au rendement global ($r = 0,48$), à la hauteur des chaumes ($r = 0,45$), au poids de mille grains pleins ($r = 0,41$) et au nombre de talles par touffe ($r = 0,40$). Cette

composante est celle des paramètres du rendement du riz. La seconde dimension compte 17,82% de la variance. Elle est bien corrélée avec l'urée ($r = 0,54$), le NPK ($r = 0,47$), le taux de stérilité ($r = -0,32$) et le poids de mille grains pleins ($r = -0,41$). Cette dimension pourrait être celle des fertilisants. Le diagramme de double projection (Figure 4.3) permet de visualiser simultanément la saturation des variables (représentée par des flèches avec les noms des variables). La longueur d'une flèche est directement proportionnelle à la saturation de la variable pour les deux dimensions représentées. L'angle entre deux flèches est une indication de la corrélation entre les deux variables correspondantes. La figure 4.3 montre l'existence de faibles saturations de la densité des semis (nombre de touffes par m^2) et du fumier de ferme dans les deux nouvelles dimensions. Elle reconfirme l'existence des faibles effets des fertilisants (urée et NPK) sur le rendement en grains vu que les angles entre les flèches de ces deux fertilisants et celle du rendement sont plus proches de 90° que de 0° .

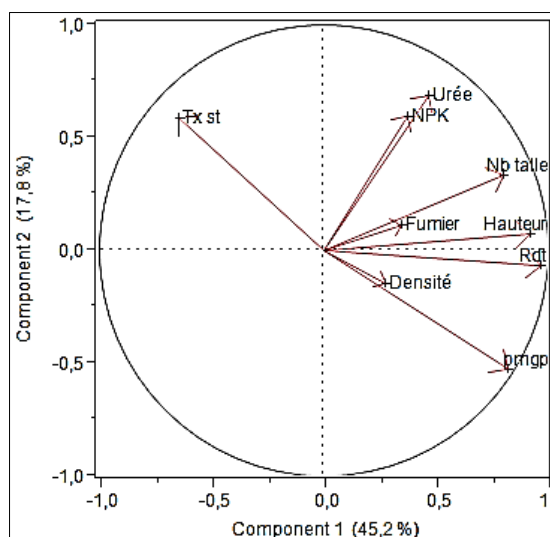


Figure 4. 3: Cercle de corrélations entre les quantités d'engrais appliqués, la densité de semis et les composantes de rendement de riz pour les deux premières composantes principales

4.3.4.2. Effet des propriétés physico-chimiques des sols sur la productivité du riz

4.3.4.2.1. Transformation des données

Les modèles linéaires et les ACP sont sensibles à la présence des données qui ne sont pas normalement distribuées. Ainsi, avant de passer aux analyses des corrélations entre les variables pédologiques et les variables de production du riz et aux ACP, la normalité de toutes les variables en jeu a été vérifiée avec le test de Shapiro-Wilk qui est particulièrement réputé puissant pour les variables aux effectifs d'individus inférieurs à 50 (Rakotomalala, 2008). Il s'agissait d'inspecter si les données provenaient

d'une population normalement distribuée et, dans le cas contraire, de procéder à leur transformation pour leur concéder cette distribution.

A l'instar de Brejda et al. (2000), le constat en a été que la plupart des propriétés chimiques du sol, à part le pH qui est mesuré sur une échelle logarithmique, suivent une distribution log-normale. Par conséquent, la transformation logarithmique des données pédologiques a été opérée en vue de rendre leur distribution proche de la normale et aussi d'uniformiser leurs variances.

Une telle transformation a été aussi opérée pour le rendement en grains et le taux de stérilité dont la distribution s'est révélée log-normale. Les autres paramètres de rendement du riz (hauteur des chaumes, nombre de talles par touffe et poids de mille grains pleins) connaissent une distribution normale et n'ont par conséquent subi aucune transformation. Ce sont les variables normalisées qui ont fait l'objet des analyses statistiques par corrélation linéaire et par ACP.

4.3.4.2.2. Analyse des corrélations

Les variables normalisées ont été soumises au test de corrélation de Pearson. Une matrice de corrélation linéaire obtenue entre les caractéristiques chimiques du sol et les paramètres de croissance et de rendement du riz est donnée au tableau 4.8.

Nous relevons dans cette matrice pour ce qui concerne les relations entre le rendement global en grains et les variables pédochimiques :

- des corrélations inverses et significatives au seuil de 5% entre le rendement global d'une part et la salinité exprimée par la CE, les ions majeurs (Na et SO_4), les ions bicarbonates et le pH d'autre part ;
- une absence de corrélation significative entre le rendement et les concentrations absolues en cations Ca, Mg et K et en chlorure.
- des corrélations positives et significatives entre le rendement et les rapports des cations solubles K/Na et Ca/Na ;
- des corrélations inverses hautement significatives entre le rendement et le taux de sodium échangeable (ESP) et, des corrélations positives et significatives entre le rendement et le taux de calcium échangeable (ECP).

Les corrélations entre le poids de mille grains pleins et les paramètres du sol sont similaires à celles qui existent entre le rendement en grains et les variables du sol mise à part que le pH n'a pas de corrélation significative avec ce paramètre.

Tableau 4. 8: Matrice de corrélation entre les paramètres du sol et ceux du rendement (corrélations de Pearson)

	Nb talle		Hauteur		Log Tx st		pmgp		Log Rdt	
	r	p	r	p	r	p	r	p	r	p
pH	-0,43	0,03	-0,57	0,003	0,15	0,47	-0,39	0,05	-0,47	0,02
LogCE	-0,48	0,01	-0,49	0,01	0,54	0,01	-0,47	0,02	-0,48	0,01
LogCa	-0,21	0,31	-0,26	0,21	0,27	0,19	-0,23	0,26	-0,22	0,29
Log Mg	-0,19	0,36	-0,29	0,16	0,39	0,06	-0,33	0,1	-0,31	0,14
Log k	0,09	0,67	-0,09	0,67	0,16	0,44	-0,22	0,29	-0,15	0,47
Log Na	-0,5	0,01	-0,48	0,01	0,58	0,003	-0,51	0,01	-0,52	0,01
Log (Ca/Mg)	-0,01	0,96	0,03	0,89	-0,2	0,26	0,17	0,42	0,21	0,31
Log (Ca/Na)	0,36	0,08	0,34	0,1	-0,4	0,03	0,41	0,04	0,4	0,05
Log (Mg/Na)	0,36	0,07	0,33	0,11	-0,3	0,11	0,34	0,1	0,31	0,13
Log(K/Na)	0,48	0,02	0,46	0,02	-0,5	0,01	0,46	0,02	0,44	0,03
Log SO ₄	-0,56	0,004	-0,54	0,01	0,49	0,01	-0,41	0,04	-0,44	0,03
LogHCO ₃	-0,42	0,04	-0,49	0,01	0,18	0,38	-0,38	0,06	-0,46	0,02
ECP	0,25	0,23	0,37	0,07	-0,6	0,003	0,54	0,01	0,46	0,02
LogCl	-0,21	0,3	-0,24	0,25	0,12	0,58	-0,23	0,26	-0,22	0,28
EMP	-0,09	0,66	-0,16	0,44	0,34	0,1	-0,3	0,15	-0,19	0,35
LogESP	-0,32	0,11	-0,48	0,02	0,69	0,0002	-0,62	0,0009	-0,54	0,005

La hauteur des chaumes présente des corrélations inverses avec le pH, la salinité, les ions majeurs (Na et SO₄), les ions bicarbonates et l'ESP. Elle a en outre une corrélation positive et significative avec le rapport K/Na.

Le nombre de talles par touffe est inversement corrélé avec le pH, la salinité, les ions majeurs (Na et SO₄) et les ions carbonates. Il est par contre positivement corrélé avec le rapport K/Na.

Le taux de stérilité présente des corrélations inverses à celles qu'a le rendement en grains. Il est positivement corrélé à la salinité, aux ions majeurs (Na et SO₄) et à l'ESP. Il est par contre inversement corrélé aux rapports K/Na et Ca/Na et à l'ECP.

Brièvement, tous les composantes du rendement sont affectés par la salinité (exprimée par CE), les ions majeurs (Na, SO₄) et le pH. Ils ne présentent aucune

corrélation avec les valeurs absolues des concentrations en cations Ca, Mg et K et en chlorure ; mais ils sont positivement corrélés avec les rapports K/Na (qui affecte tous les paramètres) et Ca/Na (qui affecte certains paramètres du rendement). Le magnésium et les rapports cationiques dans lesquels il est impliqué (Ca/Mg et Mg/Na) n'ont aucune corrélation significative avec le rendement du riz et ses composantes. Par ailleurs, les taux de saturation en cations échangeables, ESP et ECP, affectent le rendement et ses composantes mais les corrélations entre l'EMP et les paramètres du rendement ne sont pas significatives.

4.3.4.2.3. Analyse des composantes principales

Dans le but d'identifier les principaux facteurs chimiques des sols qui influent sur les paramètres de rendement de riz, une ACP a été réalisée sur l'ensemble de données. Le tableau 4.9 présente les valeurs propres des dimensions qui permettent de résumer l'information. Pour les deux années, quatre principales composantes ont des valeurs propres supérieures à 1 et expliquent 84% de la variance des 21 variables d'origine. Nous présentons ici les trois premières dont les coefficients de saturation des variables analysées dans les nouvelles dimensions (Figure 4.4) sont clairs et qui représentent 77% de la variance.

Tableau 4. 9: Valeurs propres des composantes principales et pourcentages expliqués par ces composantes

Composante	Valeur propre	% de la variance	% cumulés
1	8,35	0,40	0,40
2	4,00	0,19	0,59
3	3,45	0,16	0,75
4	1,90	0,09	0,84

La première dimension est celle de la salinité exprimée par la CE et du Na. Cette composante est positivement corrélée avec les variables Na ($r = 0,31$), CE ($r = 0,30$), SO_4 ($r = 0,29$), ESP ($r = 0,28$), taux de stérilité ($r = 0,26$). Elle est par contre négativement corrélée avec les variables poids de mille grains pleins ($r = -0,27$), rendement global ($r = -0,27$), hauteur des chaumes ($r = -0,26$), nombre de talles par touffe ($r = -0,22$), ECP ($r = -0,24$) et K/Na ($r = -0,27$). Les coefficients de corrélation de ce facteur avec les variables restantes sont inférieurs à 20 %. La première composante présente donc un coefficient de corrélation supérieur à 20% pour 11 sur les 21 variables d'origine. On remarque que dans cette composante les paramètres du

rendement (sauf le taux de stérilité) varie dans le sens inverse de celui du groupe constitué par la salinité (CE), les ions majoritaires (Na et SO_4) et la sodicité (ESP). Ils sont positivement dépendants de l'ECP et du rapport K/Na.

La seconde composante peut être attribuée au pH. Elle est positivement corrélée avec les variables Mg ($r = 0,38$), K ($r = 0,32$), Ca ($r = 0,36$), Mg/Na ($r = 0,38$), Ca/Na ($r = 0,33$) et ECP ($r = 0,27$). Elle est négativement corrélée avec les variables pH ($r = -0,27$) et HCO_3 ($r = -0,29$).

Le diagramme des deux premières composantes (Figure 4.5 à gauche) montre la forte influence positive de l'ECP et le rapport K/Na sur les paramètres du riz (rendement global, nombre de talles par touffe, hauteur des chaumes, poids de mille grains pleins). La même figure montre l'effet négatif de l'ESP, de la salinité et des ions Na et SO_4 sur la productivité du riz et l'effet positif de ces derniers sur le taux de stérilité des épillets. Elle montre de l'autre côté, comme signalé au chapitre 3, les fortes corrélations entre les variables de la solution du sol Na, SO_4 et CE d'une part, le pH et les ions bicarbonates (HCO_3) d'autre part.

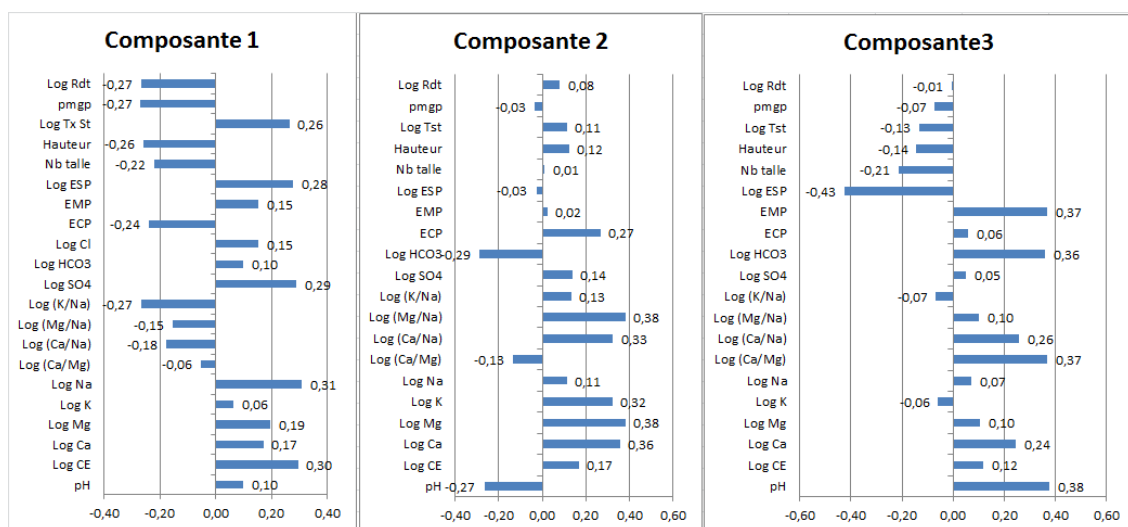


Figure 4. 4: Représentation des coefficients de saturation des variables pédochimiques et des paramètres du rendement rizicole sur les trois premières composantes principales

La troisième composante est celle magnésium échangeable (EMP). Cette dimension est positivement corrélée avec les variables EMP ($r = 0,37$), HCO_3 ($r = 0,36$), Ca ($r = 0,24$), pH ($r = 0,38$), Ca/Mg ($r = 0,37$), Ca/Na ($r = 0,26$). Elle est négativement corrélée avec ESP ($r = -0,43$) et au nombre de talles par touffe ($r = -0,21$). Le diagramme de la première et de la troisième composante (Figure 4.5 à droite) conforte le rapprochement des composantes du rendement du riz avec le rapport K/Na. Il montre par ailleurs les effets négatifs de l'ESP et de la salinité et des ions solubles majeurs (Na

et SO_4) sur le rendement du riz et ses composantes et la corrélation positive entre ces variables pédologiques et le taux de stérilité des épillets. Sur cette figure réapparaissent les bonnes corrélations (positives ou négatives) entre les variables des groupes constitués de Na, CE et SO_4 , de ECP, Ca/Na, Mg/Na, ESP et EMP, de pH et HCO_3 .

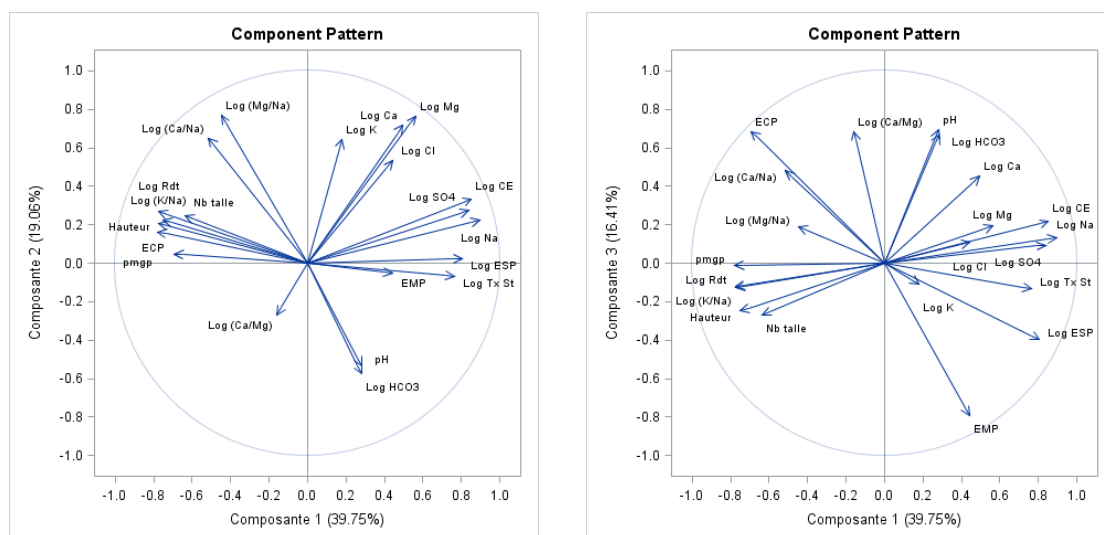


Figure 4. 5 : Cercles de corrélations entre les variables du sol et les variables de rendement de riz pour les composantes principales 1&2 (à gauche) et 1&3 (à droite)

Les résultats de cette ACP ont abouti à l'identification du pH, de la CE, des ions majeurs (Na et SO_4) et de l'ESP comme étant les principales espèces chimiques les plus préjudiciables à la production rizicole dans la plaine de la Basse Rusizi. L'ECP et les rapports K/Na et Ca/Na sont quant à eux identifiés comme ayant un effet améliorateur sur la productivité du riz. Ces constatations sont similaires aux conclusions issues des analyses des corrélations de Pearson. Les sols halomorphes de la Basse Rusizi connaissent donc des contraintes chimiques de deux ordres : la salinité et la sodicité.

La salinité peut être corrigée par lessivage avec l'eau de bonne qualité mais le traitement de la sodicité est très délicat et complexe. L'ESP dans le sol est plus stable que les concentrations en sels solubles car il ne change guère d'année en année ; c'est un paramètre beaucoup plus stable que les concentrations en sels solubles. Par conséquent, le lessivage à elle seule ne peut abaisser l'ESP. L'ESP traduit une histoire de salinisation récurrente, intégrant déjà avec un certain passé, et est donc un bon indice de dysfonctionnement du sol pour les plantes. La réhabilitation des sols affectés par la sodicité passe obligatoirement par l'application des amendements en vue de remplacer le sodium par des cations divalents sur le complexe d'échange avant de procéder au lessivage par l'eau.

4.3.4.3. Modèles de prédiction du rendement à partir des propriétés chimiques du sol par régression multiple

Une analyse de la régression est un instrument statistique qui permet de prédire une variable dite à expliquer à partir d'autres variables dites explicatives. Le problème qu'on rencontre est celui du choix des variables explicatives quand on en dispose en grand nombre. Il existe beaucoup de méthodes permettant de réduire le nombre de variables explicatives. Dans cette étude, nous utilisons la méthode de sélection pas-à-pas qui, dans sa réalisation, développe une séquence de modèles régressifs en ajoutant ou en retranchant une variable indépendante à chaque étape. En introduisant les variables dont la corrélation avec les composantes du rendement est significative au seuil de 5%, on obtient des équations de régression dont les coefficients sont mentionnés au tableau 4.10 qui donne aussi les contributions de chaque variable explicative retenue dans la variabilité de la variable expliquée.

Par cette méthode de régression, deux variables, pH et ECP sont retenues pour constituer le modèle de prédiction de la hauteur des chaumes du riz qui est donné par l'équation :

$$\text{Hauteur (cm)} = 129,04 - 18,06 \text{ pH} + 1,06 \text{ ECP}, r^2 = 0,59 \quad (4.1)$$

On remarque que le pH contribue à lui seul à 33% de la variabilité de la hauteur des chaumes du riz de la variété V14 à Mugerero et que la contribution de l'ECP à la variabilité de ce paramètre est de 26%.

Le nombre de talles par touffe peut être prédit par une relation qui intègre les concentrations en ions sulfates et le pH. Les deux variables contribuent respectivement à 32 % et 14% à la variabilité de la variable dépendante (Tableau 4.10). La relation qui les lie au nombre de talles par touffe est donnée par l'équation :

$$\text{Nombre de talles par touffe} = 27,04 - 2,93 \log \text{SO}_4 - 1,99 \text{ pH} ; r^2 = 0,46 \quad (4.2)$$

Le poids de mille grains pleins est négativement dépendant à 53% de l'ESP et du pH. L'ESP contribue à lui seul à 39% de la variabilité de ce paramètre. La relation mathématique qui lie le poids de mille grains pleins à ces deux variables est :

$$\text{pmgp (g)} = 43,63 - 8,30 \log \text{ESP} - 1,90 \text{ pH}, r^2 = 0,54 \quad (4.3)$$

Le taux de stérilité des épillets dépend essentiellement de l'ESP avec un coefficient de détermination de 47% et il peut être prédit à partir de cette variable par la relation :

$$\log \text{Tx St (\%)} = 0,92 + 0,61 \log \text{ESP}, r^2 = 0,47 \quad (4.4)$$

La valeur du rendement global en grains par m² peut être expliquée par l'ESP et le pH qui contribuent respectivement à 29 % et 21 % à sa variance. Ainsi, le rendement en riz paddy peut être prédit par l'équation :

$$\log \text{Rdt (kg/m}^2\text{)} = 2,22 - 0,96 \log \text{ESP} - 0,30 \text{pH}, r^2 = 0,50 \quad (4.5)$$

Tableau 4. 10: Contribution des propriétés chimiques du sol à la hauteur des chaumes et aux composantes du rendement du riz

Variable dépendante	Variables explicatives	Coefficient de régression	r ² partiel	r ² du modèle	p-valeur
Hauteur	Coefficient indépendant	129,04			0,0001
	pH	-18,06	0,33	0,33	<0,0001
	ECP	1,06	0,26	0,59	0,0012
nb de talle	Coefficient indépendant	27,04			0,0004
	log SO ₄	-2,93	0,32	0,32	0,034
	pH	-1,99	0,14	0,46	0,024
pmgp	Coefficient indépendant	43,63			<0,0001
	log ESP	-8,30	0,39	0,39	0,0009
	pH	-1,90	0,15	0,54	0,0151
log Tx St	Coefficient indépendant	0,93			<0,0001
	log ESP	0,61	0,47	0,47	0,0002
log Rdt	Coefficient indépendant	2,22			0,0068
	log ESP	-0,96	0,29	0,29	0,0053
	pH	-0,30	0,21	0,50	0,0059

En analysant de près les relations corrélatives précédemment établies, on remarque que les paramètres du rendement du riz dépendent de trois groupes de variables pédologiques :

- le groupe de la salinité (CE) et des variables qui lui sont corrélées (Na et SO₄),
- le groupe du pH et de l'ion HCO₃,
- l'ECP ou l'ESP selon le cas.

On peut donc imposer aux modèles trois variables explicatives qui représentent les trois groupes. Ainsi, en combinant le pH, le logarithme de la CE et celui de l'ESP, on obtient les relations suivantes :

$$\text{Hauteur} = 176,29 - 14,10 \text{ pH} - 8,40 \log \text{CE} - 24,30 \log \text{ESP}, r^2 = 0,58 ; p = 0,0004 \quad (4.6)$$

$$\text{Nb talle} = 26,13 - 1,98 \text{ pH} - 2,87 \log \text{CE} - 1,42 \log \text{ESP} ; r^2 = 0,38 ; p = 0,0177 \quad (4.7)$$

$$\log \text{Tx St} = 0,73 + 0,04 \text{ pH} + 0,09 \log \text{CE} + 0,51 \log \text{ESP}, r^2 = 0,51 ; p = 0,0016 \quad (4.8)$$

$$\text{pmgp} = 42,70 - 1,85 \text{ pH} - 0,58 \log \text{CE} - 7,68 \log \text{ESP}, r^2 = 0,54 ; p = 0,0009 \quad (4.9)$$

$$\log \text{Rdt} = 1,96 - 0,29 \text{ pH} - 0,16 \log \text{CE} - 0,78 \log \text{ESP}, r^2 = 0,52 ; p = 0,0014 \quad (4.10)$$

Si on remplace le logESP par l'ECP, ces relations deviennent :

$$\text{Hauteur} = 129,53 - 16,59 \text{ pH} - 8,90 \log \text{CE} + 0,84 \text{ ECP}, r^2 = 0,63 ; p < 0,0001 \quad (4.11)$$

$$\text{Nb talle} = 22,58 - 2,24 \text{ pH} - 2,62 \log \text{CE} - 0,08 \text{ ECP} ; r^2 = 0,40 ; p = 0,0123 \quad (4.12)$$

$$\log \text{Tx St} = 1,59 + 0,07 \text{ pH} + 0,15 \log \text{CE} - 0,01 \text{ ECP}, r^2 = 0,48 ; p = 0,0028 \quad (4.13)$$

$$\text{pmgp} = 28,96 - 2,49 \text{ pH} - 1,09 \log \text{CE} + 0,22 \text{ ECP}, r^2 = 0,58 ; p = 0,0003 \quad (4.14)$$

$$\log \text{Rdt} = 0,50 - 0,36 \text{ pH} - 0,19 \log \text{CE} + 0,03 \text{ ECP}, r^2 = 0,58 ; p = 0,0004 \quad (4.15)$$

Il existe plusieurs techniques de validation des modèles mathématiques. Les unes sont qualitatives et d'autres quantitatives. Une manière de vérifier qualitativement la validité d'un modèle est de représenter sur un même graphique les variables prédites et celles observées (Ni et al., 2004). En adoptant une telle approche, on obtient les graphiques obtenus qui sont donnés à la figure 4.6 pour les modèles formulés avec le pH, la CE et l'ESP et à la figure 4.7 pour les modèles formulés avec la combinaison de pH, CE et ECP. Il apparaît que les points sont localisés à proximité et de chaque côté de la droite d'égalité pour les modèles établis avec les variables explicatives pH, CE et ESP (équations 4.6 à 4.10). Quant aux relations établies avec les variables pH, CE et ECP (équations 4.11 à 4.12), deux d'entre elles semblent s'éloigner des critères de précision : celles relatives au rendement global et au taux de stérilité. Pour ces deux paramètres, la plupart des points sont situés à gauche de la droite d'égalité; ce qui indique une surestimation des rendements globaux en riz paddy et du taux de stérilité des épillets avec ces deux modèles.

Pour plus d'objectivité, nous avons aussi vérifié la validité des modèles retenus avec des techniques quantitatives. Ainsi, la racine de l'erreur quadratique moyenne (*Root-Mean-Square Error* (RMSE)) et le pourcentage moyen de l'erreur absolue (*Mean Absolute Percentage Error* = MAPE) ainsi que le test-t de Student pour les échantillons appariés ont été utilisées.

Le RMSE et le MAPE permettent de comparer deux séries de données pour un même échantillon d'individus. En supposant deux séries de données Y (série des données calculées) et X (série des données observées) : $x_1, x_2, x_3, \dots, x_n$; $y_1, y_2, y_3, \dots, y_n$ où n est le nombre d'échantillons ; RMSE est donné par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - x_i)^2} \quad (4.16)$$

MAPE est quant à lui donné par :

$$MAPE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{x_i - y_i}{x_i} \right| \times 100 \quad (4.17)$$

Le test-T de Student pour échantillons appariés procède par le calcul des différences entre deux modalités d'un facteur pour chaque sujet et la comparaison de la moyenne de ces différences pour tous les individus avec la valeur "0". Pour notre cas, il est basé sur l'analyse des différences entre les valeurs calculées et celles observées au niveau de chaque paire d'éléments, $d_i = y_i - x_i$, et la comparaison la moyenne des différences d_i à 0 ; l'hypothèse nulle étant : « la moyenne des différences (calculée-observée) est égale à 0 ». Les valeurs p inférieures au seuil de signification ($p < 0,05$) indiquent des différences statistiquement significatives.

Les valeurs de RMSE et de MAPE ainsi que les résultats du test de Student sont condensés dans le tableau 4.11.

Tableau 4. 11: Résumé des statistiques sur les valeurs des paramètres du rendement observées et celles prédites en utilisant les équations qui font intervenir le pH, log CE et log ESP et les équations qui font intervenir le pH, log CE et ECP

Rendement et ses composantes	Valeur mesurée	Valeurs prédites avec les variables pH, log CE et log ESP				Valeurs prédites avec les variables pH, log CE et ECP			
	$\bar{X}_i \pm SD$	$\bar{Y}_i \pm SD$	MAPE (%)	RMSE	Valeur p	$\bar{Y}_i \pm SD$	MAPE (%)	RMSE	Valeur p
log Rdt (kg/m ²)	-0,7±0,5	-0,7±0,3	50,6	0,36	0,833	-0,5±0,4	48,4	0,34	0,0003
pmgp (g)	23,3±3,6	23,3±2,7	9,1	2,65	0,983	23,0±2,8	8,5	2,50	0,609
Nb talle	11,1±3,8	11,1±2,3	21,6	3,24	0,970	11,1±2,4	22	3,18	0,979
Hauteur (cm)	56,5±19,3	56,5±14,6	18,3	13,39	0,994	56,7±15,3	17,7	12,56	0,926
Log Tx St (%)	1,4±0,2	1,4±0,2	9,5	0,181	0,906	1,5±0,1	12,9	0,19	0,003

$\bar{X}_i$ et $\bar{Y}_i$ sont les moyennes des valeurs mesurées et celles prédites respectivement ; et SD est l'écart type

Les valeurs de RMSE et de MAPE pour tous les paramètres du rendement du riz, sont comparables et ne permettent pas de juger lequel des deux types de modèles est plus valable que l'autre.

Les valeurs p obtenues par le test de Student permettent de remarquer que les valeurs prédites avec les relations (4.13) et (4.15) correspondantes aux paramètres $\log Rdt$ et $\log Tx St$ sont significativement différentes des valeurs observées ($p < 0,05$). La meilleure méthode de prédire avec précision le rendement global et le taux de stérilité est donc celle qui fait recours aux variables pH, CE et ESP. Tous les autres paramètres peuvent donc être estimés en utilisant les deux modèles.

En bref, le rendement global en grains peut être prédit en utilisant l'équation (4.10) ; le poids de mille grains peut être estimé en utilisant les relations (4.9) et (4.14) ; le nombre de talles par touffe peut être prédit avec les relations (4.7) et (4.12) ; la hauteur des chaumes peut être calculée en utilisant les équations (4.6) et (4.11) tandis que le taux de stérilité peut être estimé à partir des variables du sol en utilisant l'équation (4.8).

Les modèles précédemment établis présentent un grand intérêt en riziculture dans les conditions locales de la zone étudiée parce qu'ils permettent de prédire le rendement du riz de même variété (et ses composantes) auquel on pourrait s'attendre en recourant aux variables chimiques du sol. Néanmoins, leur fiabilité suppose que les variables environnementales telles que le climat et le stress pathologique soient les mêmes que celles qui ont prévalu au moment de leur élaboration.

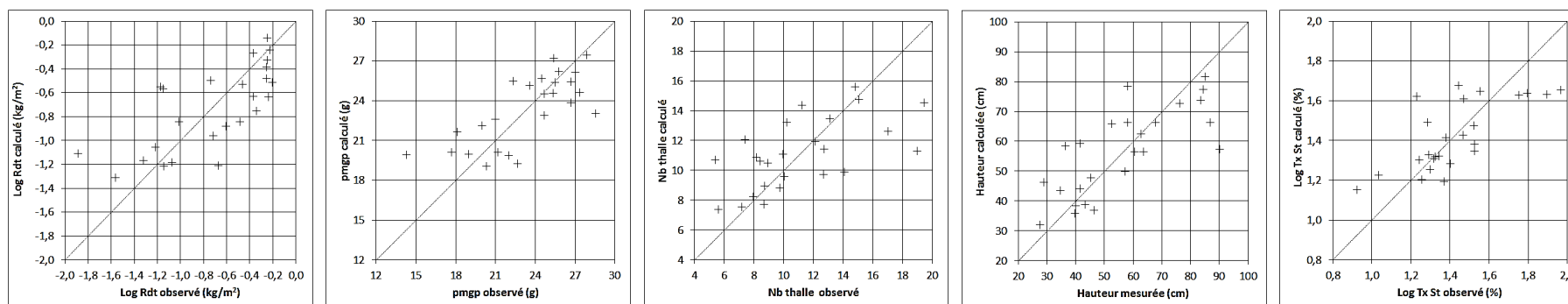


Figure 4. 6: Comparaison entre les paramètres de rendement calculés à l'aide des modèles obtenus par combinaison des variables pH, log CE et log ESP avec les paramètres de rendement observés

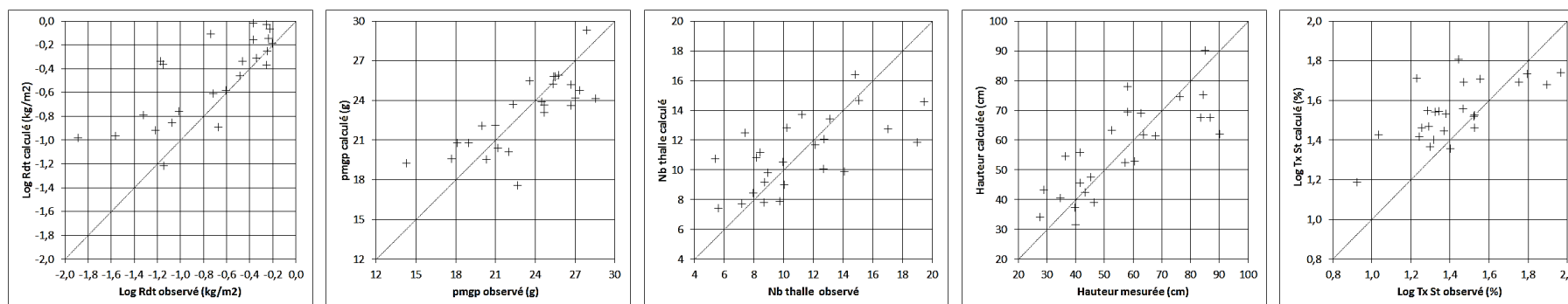


Figure 4. 7: Comparaison entre les paramètres de rendement calculés à l'aide des modèles obtenus par combinaison des variables pH, log CE et ECP avec les paramètres de rendement observés

4.3.4.4. Discussion des résultats

A travers cette étude, des corrélations négatives entre la salinité exprimée par la CE et le rendement du riz et ses composantes ont été dégagées. Cette constatation corrobore avec de nombreuses études menées dans le domaine de la nutrition des plantes. Maas et Grattan, (1999) signalent que le riz est rangé parmi les plantes les plus sensibles à la salinité. Le stress salin affecte tous les stades végétatifs du riz, de la germination à la maturation des grains ; les stades les plus particulièrement affectés étant le stade de la levée (Maas et Hoffman, 1977) et l'initiation paniculaire (Grattan et al., 2002 ; Zeng et al., 2001). Contrairement à la plupart des céréales dont les conditions salines raccourcissent le début de la floraison (Grieve et al., 1993), ce stade est retardé chez certaines variétés de riz en cas de salinité excessive (Khatun et al., 1995). Le rendement en grains diminue avec l'augmentation de la salinité et l'application du calcium réduit les pertes (Butt et al., 1995). La salinité présente un impact négatif au taux de levée des plantules et aux composantes du rendement (Zeng et Shannon, 2000, Grattan et al., 2002). Les déséquilibres nutritionnels qui apparaissent en cas de salinité excessive résultent de ses effets sur la disponibilité des nutriments, leur fixation compétitive aux sites apoplasmiques qui favorisent anormalement le sodium au dépens du Ca et du K, leur transport et leur répartition dans les différents organes de la plante (Grattan et Grieve, 1999). Elle réduit en effet par exemple la disponibilité du phosphore. L'étude menée par Zeng et Shannon (2000) a abouti à l'expression des effets de la salinité sur les composantes du rendement, sauf le poids de mille grains, par des équations de régression linéaire hautement significatives.

Dans cette étude, le pH s'est révélé préjudiciable au rendement en grains, au nombre de talles par touffe et à la hauteur des chaumes. Le caractère impropre des sols salins à l'agriculture proviendrait de leur pH trop élevé. En effet, il est connu que le pH et le potentiel redox influencent la spéciation des nutriments et les rendent non disponibles à la plante dans certains cas (Grattan et Grieve, 1999). L'élévation du pH d'un sol peut affecter le rendement d'une culture par les mécanismes suivants :

- Apparition de profonds déséquilibres entre les ions de la solution du sol en raison de la faible solubilité, de la forte adsorption ou de la complexation de certains minéraux (Marlet et Job, 2006). Ces mécanismes sont susceptibles de causer des déficiences de la plante en Ca, Cu, Zn, P, Fe et Mn (Kopittke et Menzies, 2005 ; Tan, 1998). A cette liste, Marlet et al. (1998) en ajoutent N, P et K ;

- Les pertes d'azote par volatilisation (Qadir et al., 2006) ;
- la toxicité du bore : Au-delà des valeurs de pH 9, la concentration du bore devient soluble et absorbable par la plante sous forme anionique $B(OH)_4^-$ (Qadir et al., 2006).
- Les effets directs de toxicité des anions OH^- ou indirects des ions HCO_3^- sur la croissance racinaire (Marlet et Job, 2006).

Trois types de cations Ca, K et Na ont été identifiés comme influençant le rendement du riz. Le sodium soluble et échangeable exprimé par ESP s'est révélé nuisible au meilleur rendement du riz. Cet effet est opposé à ceux du calcium soluble et échangeable (ECP) et du potassium qui améliorent plutôt le rendement.

Les effets néfastes du sodium en cas de sols salins résident en :

- l'augmentation des dépôts du sodium dans les organes de croissance racinaire et la diminution de l'assimilation du potassium et du calcium (Zhong et Läuchli, 1993; Grattan et Grieve, 1999) ;
- les effets physiques, dus aux valeurs élevées d'ESP et de pH, de dispersion des argiles qui s'accompagnent de l'imperméabilisation du sol et de la baisse de l'aération de l'environnement racinaire ;
- la perturbation de l'intégrité des membranes racinaires par l'absorption massive du sodium et, par voie de conséquence, l'altération de leurs sélectivités vis-à-vis du sodium (Grattan et Grieve, 1999).

Le calcium influence les paramètres du rendement parce qu'il joue un grand rôle dans la nutrition de la plante. Il agit notamment à la préservation de la structure et de l'intégrité des membranes cellulaires, à la régulation des transports sélectifs des ions (Qadir et al., 2006) et à la réduction de la perméabilité des membranes cellulaires des racines vis-à-vis du sodium (Muhammed et al., 1987). La disponibilité du Ca pour la plante dépend de la nature de l'ion accompagnateur, du pH du substrat et de sa concentration relative par rapport aux autres cations (Grattan et Grieve, 1999). Le sodium présente un effet important sur la mobilité et la distribution du calcium dans la plante. La réduction du rapport Ca/Na dans la solution du sol diminue la concentration en Ca des organes du riz (Grattan et Grieve, 1999). Des symptômes de déficiences en calcium apparaissent en cas de rapports Na/Ca élevés. Le maintien des taux adéquats de calcium en solution du sol est un facteur important de contrôle des toxicités spécifiques liées aux ions (Grattan et Grieve, 1999).

Dans les conditions de concentrations excessives de Na, l'absorption du K par la plante et l'intégrité de la membrane racinaire sont perturbées et, la sélectivité de la membrane vis-à-vis des ions est altérée. Ces effets néfastes du Na peuvent être évités par des applications de calcium qui favorise l'assimilation du K au détriment du Na (Grattan et Grieve, 1999). En champ, les concentrations en K des solutions du sol sont toujours faibles même après l'application de fertilisants potassiques. Donc, il est difficile de s'imaginer des situations dans lesquelles les ajouts des quantités de K complémentaires influenceraient la correction des déficiences en K dues aux excès de Na (Grattan et Grieve, 1999).

4.4. Conclusion

Cette étude avait pour objectif d'examiner les relations existantes entre les propriétés chimiques des parcelles rizicoles de Mugerero et le rendement du riz. Elle visait spécialement l'identification des facteurs de chutes de rendement qui s'observent ces dernières années. L'analyse des corrélations de Kendall a montré que l'application des engrais chimiques et de la matière organique sur les parcelles affectées par la salinité n'a pas d'effet significatif sur le rendement en grains et sur le poids de mille grains pleins. Ces dernières sont plutôt dépendantes des propriétés chimiques des sols.

A travers les analyses des corrélations de Pearson, les analyses en composantes principales et les régressions par sélection pas à pas, le pH et les ions HCO_3 , la CE et les deux ions majeurs dont elle dépend (Na et SO_4) et l'ESP ont été identifiés comme étant des facteurs qui restreignent la production rizicole et qui accroissent le taux de stérilité. L'ECP et les rapports cationiques K/Na et Ca/Na présentent quant à eux des effets positifs sur la production rizicole. Ces résultats indiquent que la riziculture de la zone étudiée connaît des problèmes de salinité, de sodicité et d'alcalinité qui nécessitent d'être corrigés par l'augmentation des niveaux de calcium et de potassium, par la réduction de la charge sodique par amendement calcique et, par la diminution de la charge saline totale par lessivage pour améliorer la production rizicole.

Chapitre 5. Effet de la dilution sur les équilibres d'échange et de solubilité, spéciation et modélisation

La composition de la solution et du complexe d'échange des sols de Mugerero ainsi que les équilibres d'échange et de solubilité, montrés au chapitre 3, ont été déterminés au rapport sol/eau de 1/2. Dans ce chapitre, nous allons déterminer les relations qui existent entre les valeurs des paramètres établis à quatre autres rapports sol/eau (1/3, 1/5, 1/8 et 1/12) en prenant le rapport 1/2 comme référence ; ce qui aboutira à l'établissement des modèles de calcul de ces paramètres à n'importe quel rapport sol/eau à partir des mesures prises au rapport 1/2. Nous évaluerons aussi la possibilité d'avoir des coefficients de sélectivités uniques indépendamment du rapport sol/eau, de la salinité et de la nature des échantillons.

Résumé

Les propriétés d'échange cationique des sols affectés par la salinité ont fait l'objet de beaucoup d'études à travers le monde. La plupart de ces études sont focalisées sur les échanges entre les cations Na et Ca. Les coefficients de sélectivité pour ces échanges varient selon les propriétés intrinsèques des sols et ne sont valables que dans les contextes minéralogiques dans lesquels ils sont établis. De même, ces paramètres varient selon le concept d'analyse utilisé. L'objectif de cette étude est d'évaluer l'effet du rapport sol/eau sur les propriétés chimiques des sols affectés par la salinité du périmètre rizicole de Mugerero et d'établir les équilibres d'échanges cationiques entre la solution et le complexe d'échange dans les systèmes Na - (Ca+Mg) et Ca - Mg. A cet effet, 53 échantillons de sols ont été utilisés (19 échantillons composites et 34 issus des horizons des profils pédologiques). Après séchage à l'air libre, les cations (Ca, Mg, Na et K) extractibles à Ac-NH₄, pH7 et à Ac-Na, pH 8,2 ont été dosés par ICP-AES. Les solutions de sol ont été extraites par centrifugation des suspensions de sol correspondant aux rapports sol/eau (w/v) 1/2, 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12. Le pH et la conductivité électrique (CE) ont été mesurés dans chaque solution. Les cations solubles ont été dosés par ICP-AES. Les anions non carbonatés (Cl et SO₄) ont été dosés par HPLC. Les anions CO₃ et HCO₃ ont été analysés par titrage potentiométrique. Les cations échangeables ont été calculés pour chaque dilution par la différence entre les teneurs des cations extractibles et celles des cations solubles. Les formalismes de Gapon (1933), de Vanselow (1932) et de Gaines-Thomas (1953) ont été utilisés pour décrire les équilibres d'échange. Les résultats montrent que la composition des solutions de sol est dominée par le cation Na et l'anion SO₄ ou HCO₃. Il a été noté que les concentrations en cations monovalents (K et Na) exprimés en millimoles de charges par unité de masse du sol sec augmentent avec l'accroissement de la dilution tandis que les cations divalents solubles diminuent avec la dilution. Logiquement, des tendances inverses ont été observées pour les cations échangeables. Ces tendances sont conformes à la théorie des échanges ioniques. Le taux de sodium échangeable (ESP) diminue avec la dilution. Dès lors, des modèles de calculs des paramètres de la solution et du complexe d'échange à une dilution voulue à partir d'une dilution 1/2 choisie comme référence ont été établis. La relation entre le pourcentage de sodium échangeable (ESP) et le rapport d'adsorption du sodium (SAR) est de type curvilinéaire de la forme $ESR = 0,0003 SAR^2 + 0,0074 SAR$ ($r^2=0,84$) ($ESR = ESP/(100-ESP)$) ; indiquant que le coefficient de Gapon n'est pas constant et croît avec l'augmentation de la charge sodique. Cependant, sur base des approches thermodynamiquement très rigoureuses de Vanselow et de Gaines et Thomas, des coefficients de sélectivité uniques respectivement égaux à 0,5 et 0,3 ont été établis pour toute la gamme de sodicité des sols étudiés (ESP atteignant 60%). Par ailleurs, avec ces deux dernières approches, un coefficient de sélectivité de 1,5 a été déterminé pour l'échange entre le Ca et Mg ; ce qui montre que les sols étudiés ont une affinité plus forte au Ca qu'au Mg bien que les approches classiques de modélisation de l'échange entre le Na et les cations divalents considèrent que les deux cations ont une même sélectivité d'échange.

Abstract

Cation exchange properties of salt-affected soils have been studied extensively all over the world. Most of these studies focused on Na-Ca exchange using selectivity coefficients that may vary with intrinsic properties of the soil. The aim of this study was to investigate the effects of soil to water ratios on chemical properties of salt-affected soils of Mugerero paddy area in burundian lower Rusizi plain and to establish the relationship between Exchangeable Sodium Percentage (ESP) and Sodium Adsorption Ratio (SAR). To attain this purpose, nineteen composite samples of the surface horizon were taken from 13 paddy parcels and 6 ancient paddy fields currently abandoned; 34 other samples were collected from three horizons of soil profiles dug in 3 abandoned fields and a rice parcel. After drying and sieving, extractable cations (Ca, Mg, Na and K) were analyzed in ammonium acetate (pH 7) and sodium acetate (pH 8.2) extracts using ICP-AES. Soluble ions, pH and electrical conductivity were analyzed in soil solutions extracted from five soil/water ratio suspensions (w/v) (i.e. ratio 1/2, 1/3, 1/5, 1/8 and 1/12). Exchangeable cations, for each moisture content, were calculated by difference between extractable cations (Na at pH 7 and K, Ca, Mg at pH 8.2) and soluble cations. Gapon, Vanselow and Gaines-Thomas conventions were adopted to assess Na - (Ca+Mg) exchange, for estimating ESP-SAR relationship, and Ca – Mg exchange equilibria. The results show that all soil extracts, for all soil to water ratios, are dominated by the cation Na and the anion SO_4 or HCO_3 . It has been noticed that univalent soluble cation concentrations (K and Na) expressed in millequivalents per weight unit of soil, exhibit an increase tendency with dilution whilst divalent soluble cations (Ca and Mg) decrease with dilution. Moreover, due to valence effect, exchangeable Na and K increase whereas Ca and Mg decrease with increase of water content; ESP therefore decreases with moisture content. Thus, using conversion factors of variables from 1/2 ratio to 1/ V_e ratio, prediction models of chemicals variables for any 1/ V_e ratio from values measured at 1/2 ratio taken as reference have been established. Relationship between Exchangeable Sodium Ratio ($\text{ESR} = \text{ESP}/(100-\text{ESP})$) and SAR reveals a curvilinear relationship of the form $\text{ESR} = 0.0003 \text{ SAR}^2 + 0.0074 \text{ SAR}$ ($r^2=0.84$) that characterizes Na - (Ca+Mg) exchange equilibrium between the solution and exchangeable phases indicating that Gapon coefficient (K_G) is not constant and increases with the increasing of sodic load. However, based on a more rigorous thermodynamic approaches of Vanselow and Gaines-Thomas, we found that our data are well depicted using a single values of the Vanselow selectivity coefficient ($K_v = 0.5$) and Gaines-Thomas selectivity ($K_c = 0.3$) over the entire range of sodic charge (i.e. up to $\text{ESP} = 60\%$ in our soil collection). As far as Ca-Mg equilibria are concerned, we found a selectivity coefficient of 1.5 in favor of Ca whereas the classical ESR-SAR approach considers a single pool of divalent cations assuming a same affinity of these cations for the exchange complex.

5.1. Introduction et objectifs

La salinité des sols est conventionnellement mesurée dans l'extrait de la pâte saturée. Cette méthode tente de s'approcher des conditions naturelles maximales de l'humidité en champ tout en étant réalisable en laboratoire (USDA, 1954 ; Zhang et al., 2005). Néanmoins, cette méthode présente le désavantage d'être trop laborieuse en terme de préparation des échantillons (Abrol et al., 1988), de ne pas être reproductible parce que les manières de mixer les pâtes varient selon les individus, et de présenter l'incertitude de la détermination du pourcentage d'eau à saturation avec exactitude (Hogg et Henry, 1984).

Pour contourner ces désagréments, les chercheurs utilisent la méthode des extraits sol/eau à rapports fixes. Cette méthode permet d'obtenir l'extrait avec rapidité, d'opérer des répétitions (USDA, 1954 ; Visconti et al., 2010) car les volumes d'eau sont fixés à l'avance, et n'exige pas d'équipements très performants. Les valeurs obtenues peuvent être extrapolées aux conditions de saturation par des équations de régression préalablement établies et validées. Cependant, les extraits au rapport sol/eau fixé ne sont pas sans reproche. Visconti et al., (2010) relèvent trois incohérences dues à l'usage des extraits sol/eau. La première réside en l'absence d'un rapport sol/eau constant pour l'extrait de saturation, ce rapport varie avec la texture, la teneur en matière organique et la minéralogie des argiles en place. La seconde est la non conservation des rapports cationiques aux grandes dilutions. Cette discordance est causée notamment par la dissolution des minéraux comme le gypse et la calcite, les échanges ioniques qui diffèrent d'une dilution à une autre. La troisième tient au fait que les variations de la conductivité électrique (CE) dépendent non seulement de la variation de la concentration en ions mais aussi de la composition des ions en solution. Grâce aux facilités offertes par les méthodes des extraits sol/eau pour l'évaluation de la salinité des sols, diverses relations de régression entre les extraits sol/eau et l'extrait de pâte saturée ont été établies pour la CE, les cations (Ca, Mg, K, Na) et les anions (Cl et SO₄). Ce genre de relations entre les extraits au rapport sol/eau de 1/1 et l'extrait de la pâte saturée ont été étudiés par USDA (1954), Hogg et Henry (1984), Franzen (2012), Ozcan et al. (2006) et Zhang et al. (2005). Celles reliant l'extrait 1/2 à l'extrait de saturation ont été investiguées par Hogg et Henry (1984). Sonmez et al. (2008) ont ajouté les relations impliquant les extraits aux rapports 1/2,5 et 1/5. Afzal et Yasin (2002) ont étudié l'évolution de la CE, du pH, des cations solubles et échangeables et des anions solubles en passant de l'extrait de saturation aux dilutions 1/1, 1/2, 1/5 et 1/10. Ces relations sont loin d'avoir une portée universelle dans la mesure où elles dépendent des propriétés intrinsèques des sols étudiés (Hogg et Henry, 1984). Il

convient donc de disposer d'une relation propre à un sol pour prétendre extrapoler aux conditions de saturation les résultats d'analyse correspondants à un rapport sol/eau donné.

L'objectif principal de cette étude est l'établissement des paramètres d'échange ionique et de solubilité de minéraux en vue de simulations à un rapport sol/eau quelconque en partant des dilutions aux rapports sol/eau 1/2, 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12. Nous calculerons les cations échangeables à ces différents rapports sol/eau en suivant la même approche que celle suivie au chapitre 3 ; ce qui va aboutir à des modèles permettant le calcul des compositions des complexes d'échange et solutions d'équilibre à une teneur en eau quelconque.

Nous évaluerons les relations existantes entre le pH, la CE, les cations solubles et échangeables ainsi que les anions obtenus à différentes dilutions sol/eau. Il est connu que la dilution influence la dissolution des minéraux et favorise l'adsorption des cations de valence élevée sur le complexe d'échange. Nous évaluerons, par spéciation chimique des solutions, les index de saturation des solutions extraites par rapport aux minéraux. Les coefficients de sélectivité pour le Na par rapport aux cations divalents (Ca et Mg) d'une part et entre les divalents d'autre part, seront déterminés pour chaque dilution. L'idée sous-jacente à ces mesures est qu'il est vraisemblablement possible d'établir des coefficients de sélectivité uniques indépendants de la dilution, de la salinité et de la nature propres à chaque échantillon. S'il en est ainsi, l'utilisation de ces coefficients de sélectivité devrait permettre de calculer la composition du complexe d'échange et de la solution à une teneur en eau quelconque.

5.2. Matériels et méthodes

Les échantillons de sols analysés sont ceux déjà cités au chapitre 3. Nous avons préparé des suspensions à cinq rapports sol/eau (W/V) : 1/2, 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 en ajoutant respectivement 100 ml d'eau déminéralisée à 50 g de sol ; 120 ml pour 40 g, 70 ml pour 14 g ; 72 ml pour 9 g et 72 ml pour 6 g de sol. Les suspensions ont été homogénéisées manuellement pendant une minute et ont été laissées pour équilibre pendant 12 heures puis agitées pendant 15 minutes avant de passer à la centrifugation à 2700 g pendant 15 min. Les solutions décantées ont été filtrées sur papier Whatman n°41 avant d'être soumises aux analyses chimiques par spectroscopie d'émission atomique à plasma (ICP-AES) pour les cations (Ca, Mg, Na, K), par chromatographie ionique en phase liquide à haute performance (HPLC) pour les anions non carbonatés (F, Cl, NO₃, NO₂, PO₄ et SO₄), et par titrage potentiométrique pour les anions CO₃ et HCO₃.

Pour chaque dilution et chaque échantillon de sol, les teneurs en cations échangeables ont été obtenues par différence entre leurs teneurs dans l'extrait de CH_3COONa à pH 8,2 (sauf pour Na où c'est l'extrait de $\text{CH}_3\text{COONH}_4$ à pH 7 qui est pris en compte) et celles des solutions d'équilibre.

Pour chaque variable chimique, à chaque rapport sol/eau $1/V_e$ (V_e est le volume d'eau ajoutée en mL par g de sol sec), un facteur de conversion à partir de ses valeurs au rapport $1/2$ pris comme référence a été déterminé par régression linéaire. Les relations reliant la série des facteurs de conversion ainsi déterminés et celle des volumes d'eau V_e ont été ensuite établies. Ces relations permettent de calculer la valeur de la variable au rapport quelconque $1/V_e$ à partir de ses valeurs au rapport $1/2$. Les coefficients de sélectivité d'échange entre Na et les cations divalents (Ca+Mg) et entre Ca et Mg ont été établis en suivant les formalismes de Gapon (1933), de Vanselow (1932) et de Gaines et Thomas (1953).

5.3. Résultats et discussion

5.3.1. Cohérence des résultats analytiques

Disposant d'une grande collection de solutions extraites à cinq rapports sol/eau, 53 solutions pour chaque rapport sol/eau, il est prudent de vérifier la cohérence des résultats préalablement aux analyses approfondies. Comme procédé au chapitre 3, cette fiabilité des analyses a été examinée en comparant les sommes des concentrations des cations et celle des anions exprimées en mmolc/L et en comparant la CE et les concentrations salines totales. Quelques points (5 à 7 points par rapport sol/eau) se sont révélés atypiques puisqu'ils accusaient des concentrations excessives en cations sur celles des anions. C'étaient des points correspondants aux extraits possédant de grandes concentrations en Al et en Fe, traduisant la présence des colloïdes argileux. La correction de ces points a été effectuée en soustrayant progressivement les concentrations des cations Ca et/ou Mg jusqu'à la satisfaction du principe de l'égalité des cations et des anions et des équilibres entre la solution et le complexe d'échange. Une comparaison des valeurs du soufre dosé par ICP-AES et des ions SO_4^{2-} a aussi servi d'indice d'appréciation de la qualité d'analyses. L'observation des relations ainsi obtenues et présentées aux figures 5.1, 5.2 et 5.3 permet de présumer la fiabilité des résultats d'analyses chimiques de tous nos échantillons.

L'analyse de la balance ionique qui suppose que la somme des charges négatives doit égaler celles des cations a été effectuée pour nos solutions en comparant la somme

des cations majeurs (Ca, Mg, Na et K) et celle des anions (F, Cl, NO, NO₃, SO₄, CO₃ et HCO₃). La figure 5.1 montre qu'il existe des parfaites corrélations entre les somme des cations et celles des anions pour toutes les dilutions.

La figure 5.2 compare la CE des solutions et la salinité totale, estimée par la moyenne de la somme des cations et celle des anions. On observe une parfaite corrélation ($r^2 = 0,99$) entre les deux variables pour toutes les dilutions et une valeur de la pente proche de 10, valeur empirique souvent utilisée pour convertir la CE (dS/m) en concentration saline (mmolc/L).

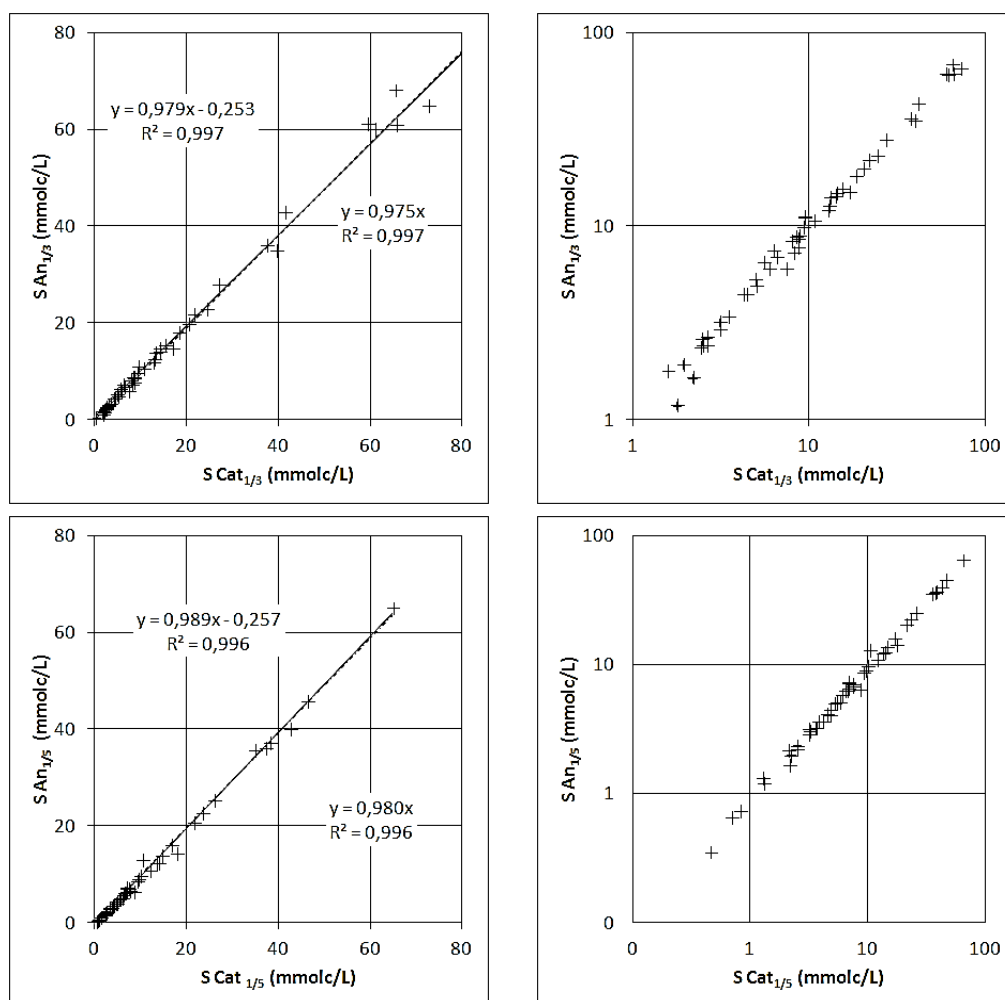


Figure 5. 1: Comparaison entre la somme des cations et la somme des anions pour quatre dilutions expérimentales (à gauche : échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique)

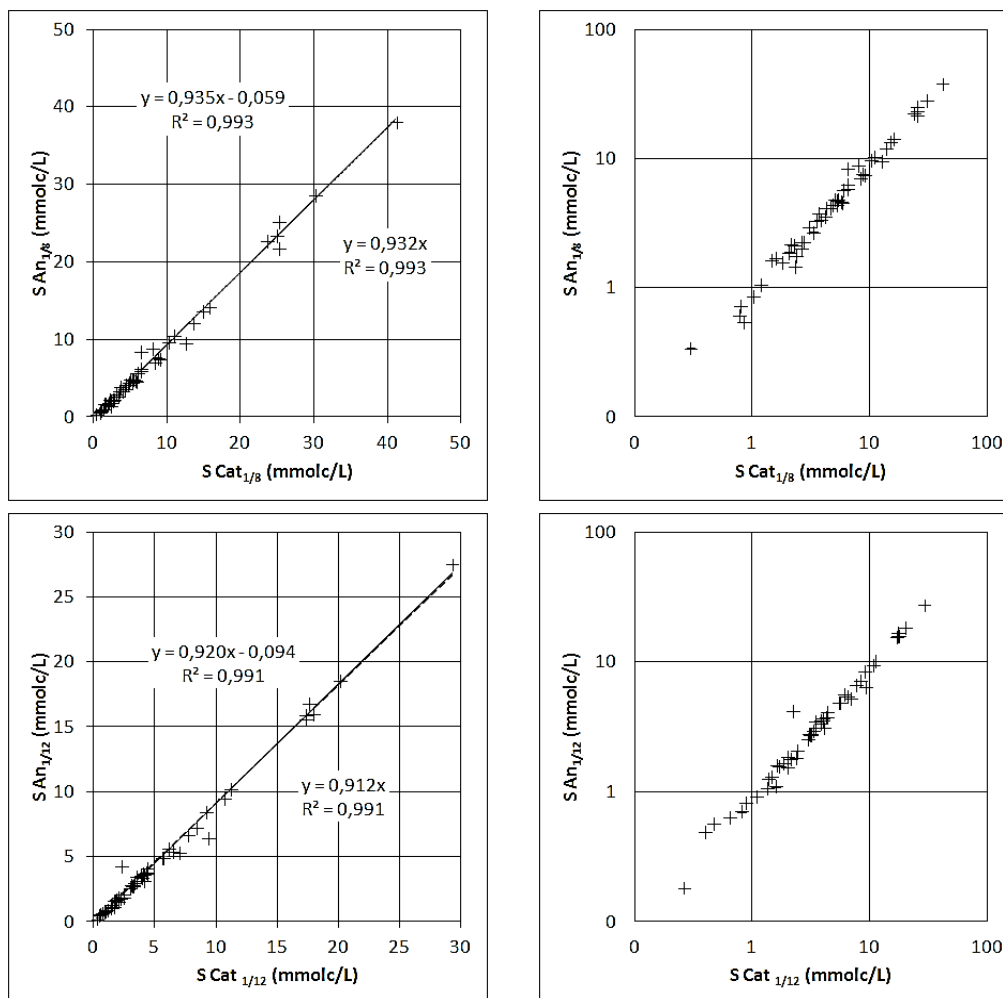


Figure 5.1 (suite). Comparaison entre la somme des cations et la somme des anions pour quatre dilutions expérimentales (à gauche : échelle linéaire ; à droite : échelle logarithmique)

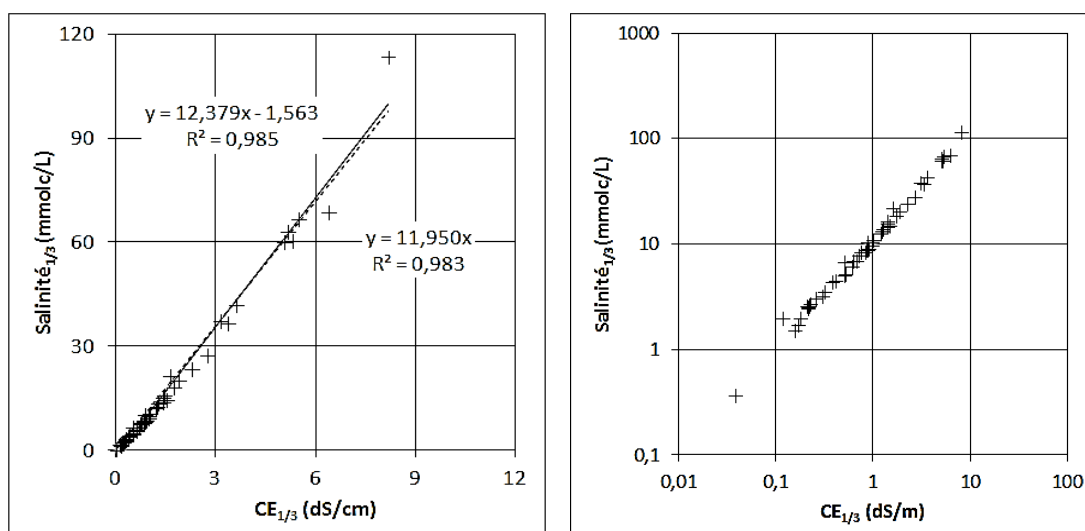


Figure 5. 2: Relation entre la salinité et la CE pour quatre dilutions expérimentales (à gauche : échelle linéaire ; à droite : figures avec échelle logarithmique)

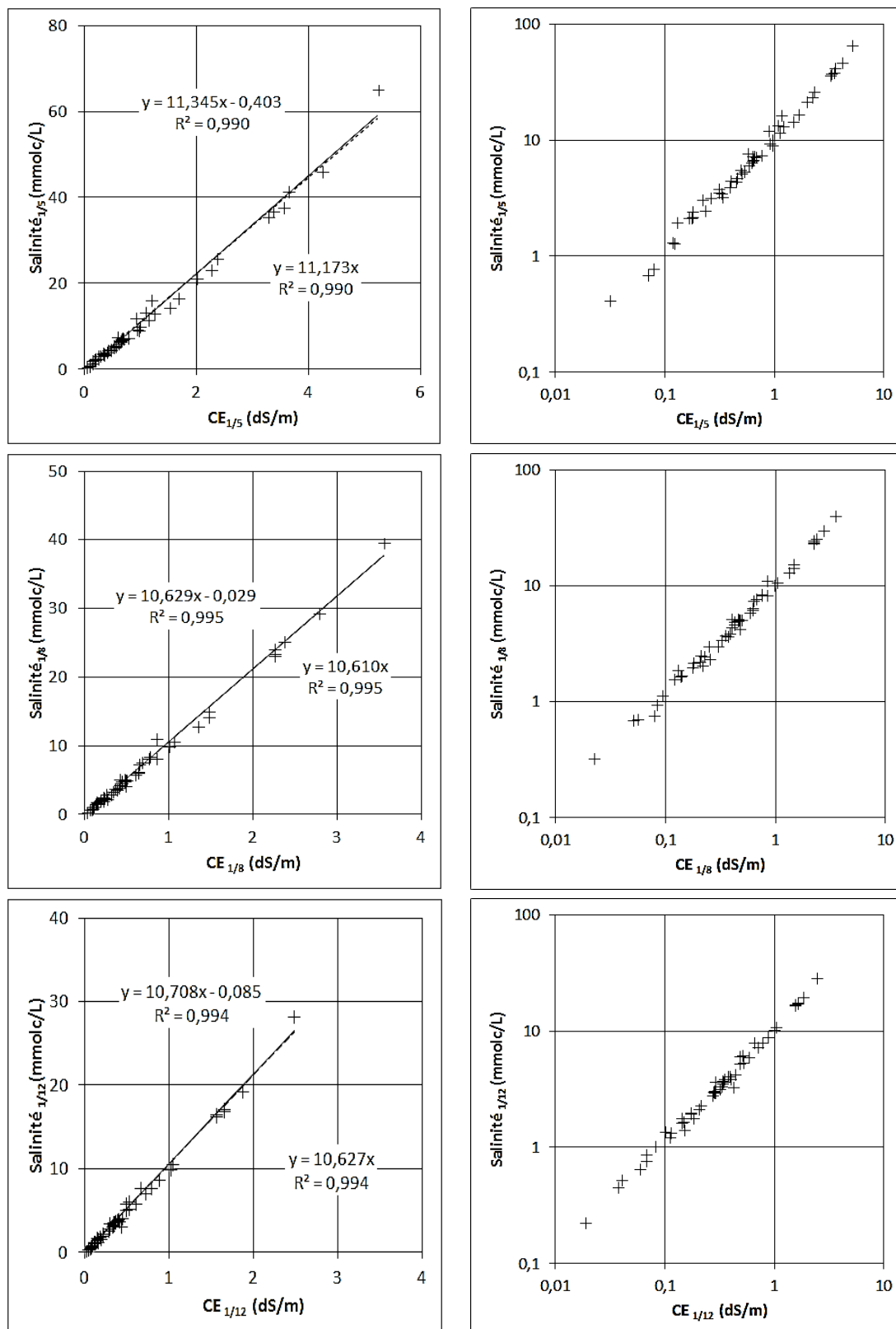


Figure 5.2 (Suite): Relation entre la salinité et la CE pour quatre dilutions expérimentales (à gauche : échelle linéaire ; à droite : figures avec échelle logarithmique)

Le soufre a été dosé de deux manières ; la première en même temps que les cations avec la méthode de l'ICP-AES et la deuxième avec la méthode HPLC sous forme de sulfates (SO_4). La comparaison des concentrations obtenues pour les deux types de

mesures exprimées en mmol/L est représentée à la figure 5.3. L'existence d'une excellente corrélation ($r^2 \cong 1$) entre ces deux séries garantit la validité de la qualité expérimentale des analyses. La pente de la droite de régression qui est proche de l'unité indique par ailleurs que la quasi-totalité (96%) du soufre en solution est sous forme de sulfates.

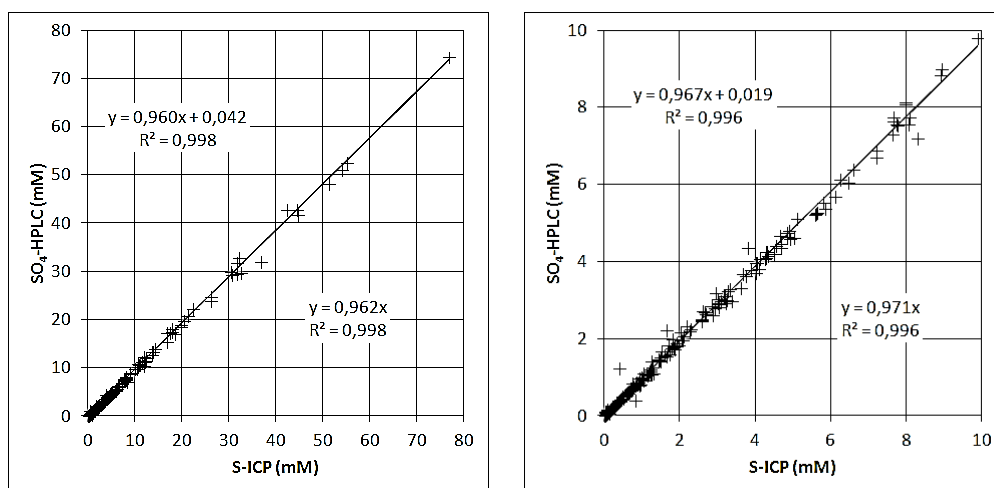


Figure 5. 3: Comparaison entre les concentrations en ions SO_4 analysés par HPLC et le soufre totale soluble dosé par ICP-AES (à gauche : pour toutes les solutions des cinq dilutions ; à droite : pour les valeurs de S-ICP < 10 mM)

5.3.2. Evolution des variables pédochimiques en fonction de la dilution

5.3.2.1. Effet de la dilution sur le pH

Les valeurs de pH des solutions des sols extraites aux cinq dilutions sont condensées sous forme de statistiques dans le tableau 5.1. Le plus grand nombre de solutions (plus de 75%) présentent des pH supérieurs à 7 avec des valeurs qui atteignent 10 dans toutes les cinq dilutions; ce qui témoigne le caractère alcalin de nos solutions (Figure 5.4). La forte réaction alcaline est causée par le phénomène d'alcalinisation qui est due à l'augmentation des concentrations en OH^- provenant de l'hydrolyse des sels Na_2CO_3 ou de NaHCO_3 (Kovda et Samoilova, 1969) ; l'hydrolyse des précipités carbonatés CaCO_3 et MgCO_3 ne provoquant pas des élévations de pH au-delà de 8,2 - 8,3 (Abrol et al., 1988) à cause de leur faible solubilité. D'autre part, l'alcalinité et la pression du CO_2 déterminent le pH d'un sol alcalin (Ponnamperuma, 1972 ; Mashhady et Rowell, 1978).

Tableau 5. 1: Caractéristiques chimiques des solutions des échantillons des sols extraites aux cinq rapports sol/eau (CE en dS/m ; ions et salinité moyenne en cmolc/kg)

Statistique	D	pH	CE	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3	Salinité
Minimum	2	6,01	0,05	0,01	0,02	0	0,04	0	0	0	0	0,01	0,02	0	0,06	0,10
	3	5,69	0,04	0,01	0,02	0	0,05	0	0	0	0	0	0,02	0	0,05	0,11
	5	6,07	0,03	0,01	0,01	0	0,1	0	0	0	0	0,01	0,02	0	0,06	0,20
	8	6,21	0,02	0,02	0,01	0	0,08	0	0	0	0	0,02	0,02	0	0,06	0,25
	12	6,11	0,02	0,01	0,01	0,01	0,1	0	0	0	0	0,02	0,02	0	0,13	0,27
Quartile1	2	7,32	0,48	0,04	0,04	0,01	0,92	0	0,01	0	0	0,01	0,44	0	0,22	1,21
	3	7,27	0,39	0,05	0,06	0,01	0,97	0	0	0	0	0,02	0,39	0	0,26	1,30
	5	7,2	0,31	0,05	0,07	0,01	1,44	0,02	0,01	0	0	0,02	0,4	0	0,35	1,60
	8	7,34	0,21	0,04	0,05	0,01	1,53	0,04	0	0	0	0,03	0,4	0	0,42	1,76
	12	7,23	0,15	0,03	0,05	0,04	1,63	0,05	0	0	0	0,03	0,38	0	0,6	2,11
Médiane	2	7,94	1,21	0,1	0,1	0,02	2,2	0,02	0,01	0	0	0,02	1,75	0	0,44	2,30
	3	7,84	0,9	0,12	0,12	0,02	2,43	0,02	0,01	0,01	0	0,03	1,76	0	0,49	2,60
	5	7,88	0,63	0,1	0,14	0,02	2,94	0,05	0,01	0,01	0	0,03	1,84	0	0,64	3,26
	8	7,98	0,43	0,1	0,11	0,03	3,51	0,07	0	0,01	0	0,03	1,75	0	0,87	3,84
	12	8,04	0,34	0,08	0,1	0,05	3,71	0,1	0	0,01	0	0,04	1,68	0	0,98	3,94
Quartile3	2	8,26	2,19	0,44	0,41	0,02	4,24	0,06	0,03	0	0	0,03	4,51	0	0,57	5,01
	3	8,86	1,62	0,44	0,39	0,02	4,49	0,08	0,02	0,02	0	0,04	4,58	0,09	0,65	5,47
	5	9,04	1,12	0,41	0,38	0,03	5,4	0,1	0,01	0,01	0	0,05	4,62	0,23	0,86	6,47
	8	9,35	0,76	0,45	0,52	0,05	6,31	0,11	0,01	0,02	0	0,05	4,54	0,42	1,14	6,57
	12	9,43	0,52	0,44	0,48	0,07	7,47	0,13	0	0,02	0	0,06	4,42	0,67	1,36	7,13
Maximum	2	10,04	11,12	2,65	7,55	0,06	19,73	0,14	0,19	0,01	0,08	0,32	29,77	0,7	1,84	30,29
	3	10,16	8,18	3	8,9	0,07	23,74	0,18	0,04	0,09	0,12	0,39	31,58	2,31	1,75	34,06
	5	10,19	5,23	2,72	7,69	0,16	21,94	0,22	0,04	0,09	0,02	0,38	31,75	3,13	2,87	32,49
	8	10,28	3,55	2,19	7,46	0,11	23,18	0,27	0,03	0,13	0,16	0,37	29,58	3,77	2,45	31,65
	12	10,33	2,48	2,49	7,74	0,17	24,78	0,29	0,08	0,13	0,09	0,43	31,95	4,45	2,09	34,04
Moyenne	2	7,86	2,17	0,42	0,63	0,02	4,02	0,033	0,031	0,002	0,002	0,040	4,327	0,034	0,459	5,01
	3	8,01	1,55	0,41	0,63	0,02	4,29	0,042	0,011	0,014	0,006	0,051	4,473	0,131	0,489	5,28
	5	8,02	1,03	0,35	0,55	0,03	4,82	0,062	0,011	0,013	0,004	0,054	4,511	0,220	0,675	5,64
	8	8,18	0,70	0,33	0,53	0,03	5,23	0,083	0,006	0,015	0,010	0,056	4,346	0,337	0,837	5,91
	12	8,22	0,50	0,30	0,51	0,06	5,76	0,097	0,004	0,020	0,010	0,068	4,394	0,432	0,968	6,32

L'examen des corrélations entre le pH et les anions majoritaires montre que le pH est plus influencé par les (bi)carbonates que par les chlorures et les sulfates (Figures 5.4 et 5.5). C'est un fait évident vu que dans une solution avec une ANC (*Acid Neutralization Capacity*) nulle, contenant par exemple NaCl, Na₂SO₄, ..., le pH n'est pas fonction des concentrations en Cl et en SO₄. Il dépend plutôt de l'alcalinité (Alk) qui est définie comme la différence de la somme des charges cationiques et celle des charges anioniques non (bi)carbonatées en molc/L par la relation (Stumm et Morgan, 1996):

$$Alk \text{ (molc/L)} = C_{Na^+} + C_{K^+} + 2 [C_{Ca^{2+}} + C_{Mg^{2+}}] - C_{Cl^-} - C_{SO_4^{2-}} \quad (5.1)$$

Cette dernière relation peut également s'écrire en prenant en compte la neutralité électrique de la solution sous la forme:

$$Alk = C_{HCO_3^-} + 2C_{CO_3^{2-}} + C_{OH^-} - C_{H^+} \quad (5.2)$$

Des augmentations de pH avec la dilution ont été observées dans certaines solutions caractérisées par des teneurs en $CaCO_3$ relativement élevées. Cette augmentation s'expliquerait par une légère montée des concentrations en Ca due à la dissolution des carbonates qui largue du Ca en solution et en augmente ainsi l'alcalinité.

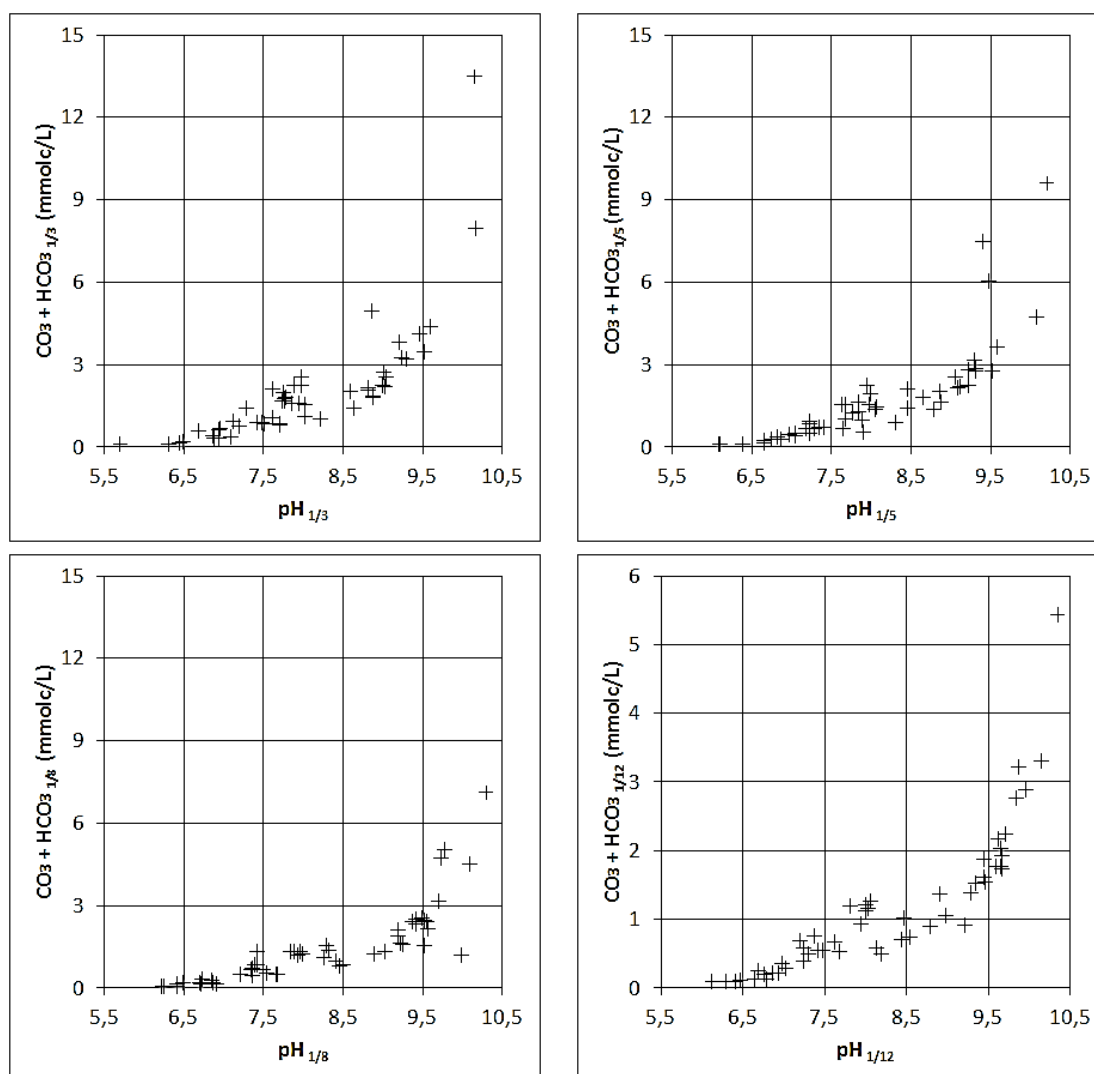


Figure 5. 4: Relation entre le pH des solutions extraites aux 4 rapports sol/eau et les concentrations en (bi)carbonates

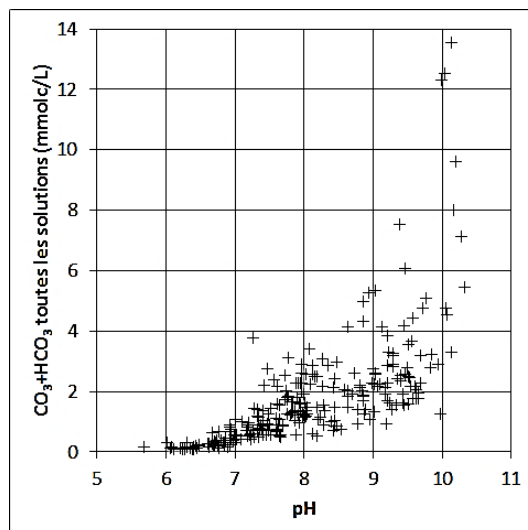


Figure 5. 5: Relation entre le pH et les concentrations en ions (bi)carbonates dans toutes les solutions extraites

5.3.2. Effet de la dilution sur la conductivité électrique des solutions

Les valeurs de la CE des solutions extraites aux cinq dilutions montrent que cette variable diminue avec l'accroissement de la dilution (Tableau 5.1, Figure 5.6). Il est évident qu'en augmentant le volume d'eau des suspensions, la diminution de la conductivité électrique doit s'en suivre. Si on a une loi de simple dilution et en prenant la dilution 1/2 comme référence, la CE à une autre dilution 1/ V_e peut être calculée par le produit de la CE à la dilution 1/2 par un facteur f qui équivaut au quotient 2/ V_e (V_e étant le volume d'eau en mL par g de sol). Ce facteur multiplicatif, qui n'est rien d'autre que l'inverse du facteur de dilution, doit évaluer le rapport de la CE à la dilution 1/ V_e (notée CE_{1/V_e}) par la CE à la dilution 1/2 (notée $CE_{1/2}$) si on a une loi de simple dilution. Pour les sols de Mugerero, les valeurs expérimentales de f , observées aux quatre dilutions ont été déterminées par régressions linéaires entre les CE aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 et la CE à la dilution 1/2 (Figure 5.7). Ces valeurs du facteur f obtenues avec les graphiques de la figure 5.7 ainsi que ses valeurs théoriques sont reprises dans le tableau 5.2. On constate que les valeurs de f déterminées expérimentalement sont légèrement supérieures aux facteurs théoriques.

Il est connu que la CE est fonction de la salinité exprimée par la somme des cations ou des anions ; ce qui peut s'écrire par la relation :

$$CE \text{ (dS/m)} = k * \text{Salinité (mmolc/L)} \quad (5.3)$$

Où k est un coefficient de proportionnalité proche de 0,1.

Dans cette étude, ce coefficient k équivaut pour chacune des cinq dilutions à l'inverse de la pente de la droite de régression correspondante montrée à la figure 5.2, ses valeurs sont montrées à la figure 5.34 en annexe et reprises dans le tableau 5.2. Le facteur f pour la dilution $1/V_e$ peut alors être exprimé par :

$$f = CE_{1/V_e}/CE_{1/2} = (k_{1/V_e}/k_{1/2}) * (Salinité_{1/V_e}/Salinité_{1/2}) \quad (5.4)$$

où les indices $1/V_e$ et $1/2$ rappellent la dilution $1/V_e$ et $1/2$.

La relation (5.4) montre que le facteur f dépend des variations des niveaux de salinité et du coefficient k . En observant les valeurs du coefficient k pour toutes les cinq dilutions, on constate qu'il augmente avec la dilution et que le rapport $k_{1/V_e}/k_{1/2}$ qui en découle doit augmenter avec dilution. Par ailleurs, le rapport de salinité, $Salinité_{1/V_e}/Salinité_{1/2}$, est légèrement élevé que les valeurs théoriques prévues par la loi de simple dilution (Tableau 5.2 ; Figure 5.35 en annexe), effet qui peut être attribué à une éventuelle dissolution du CaCO_3 et/ou du gypse dans les cas où il est présent. La supériorité des facteurs expérimentaux de f par rapport aux valeurs théoriques est donc liée aux effets de la salinité et de la dissolution des sels faiblement solubles.

Des cas de diminutions non proportionnelles de CE avec la dilution ont été observés dans d'autres études notamment celle de Afzal et Yasin (2002) qui ont comparé les CE obtenues dans les solutions extraites aux rapports sol/eau de 1/1, 1/2, 1/5 et 1/10.

Tableau 5. 2: Valeurs théoriques et observées du facteur multiplicatif f de la CE à la dilution $1/2$ pour le calcul de la CE à une dilution quelconque

Dilution	k_{1/V_e}	$\frac{Salinité_{1/V_e}}{Salinité_{1/2}}$	f théorique	f observé
1/2	0,082	1	1	1
1/3	0,083	0,70	0,67	0,71
1/5	0,089	0,43	0,40	0,47
1/8	0,094	0,27	0,25	0,31
1/12	0,094	0,19	0,17	0,22

Avec ces facteurs f théoriques et observés, une relation de prédiction de la CE d'une solution à un rapport sol/eau voulu (CE_{1/V_e}) en fonction de la CE mesurée à la dilution $1/2$ ($CE_{1/2}$) a été établie avec la régression ajustée à une fonction puissance ($r^2 = 1$)

montrée à la figure 5.8 de gauche. On réalise que la CE d'une solution à une dilution voulue peut être calculée par la relation :

$$CE_{1/V_e} = CE_{1/2} 1,006(2/V_e)^{0,85} \quad (5.5)$$

Un autre moyen de rechercher une relation entre la CE à une dilution quelconque en se référant à la dilution 1/2 est de relier les valeurs du facteur f expérimental à celles de V_e correspondantes. La relation adéquate établie (Figure 5.8 de droite) montre que la CE à une dilution voulue peut être calculée par la relation :

$$CE_{1/V_e} = 1,81 CE_{1/2} V_e^{-0,85} \quad (5.6)$$

Avec les deux équations de régression 5.5 et 5.6, il est possible de calculer la CE à un rapport sol/eau plausible en champ, à partir des mesures de laboratoire au rapport sol/eau de 1/2 non réaliste sur terrain mais qui est le plus proche des conditions réelles parmi les cinq rapports réalisés, par extrapolation au rapport sol/eau caractéristique des conditions de saturation. Ce rapport dépend bien sûr de la porosité, de la texture et du type de constituants solides du sol (organique ou minéral). En supposant une porosité de l'ordre de 50% et une masse volumique réelle de la phase solide de l'ordre de 2600 kg/m^3 , le rapport sol/eau à la saturation est de $1300 \text{ kg}/0,5 \text{ m}^3$ ou $1 \text{ g}/0,385 \text{ mL}$; le rapport sol/eau à considérer est donc de l'ordre de grandeur de 1/0,4. De toutes les façons, ce rapport est compris entre 1/0,4 et 1/1. Les valeurs des principales statistiques de la CE extrapolée à ces deux rapports de dilution sont données au tableau 5.3. On constate que plus de 50% des solutions de nos sols ont des $CE_{1/0,4} > 4,79 \text{ dS/m}$ et des $CE_{1/1} > 2,2 \text{ dS/m}$.

Tableau 5. 3: Valeurs des principales statistiques des CE obtenues par extrapolation aux rapports sol/eau de 1/0,4 et 1/1 à partir de $CE_{1/2}$

Statistique	Minimum	Quartile 1	Médiane	Quartile 3	Maximum	Moyenne
$CE_{1/0,4}$	0,2	1,9	4,79	8,67	44,01	8,59
$CE_{1/1}$	0,09	0,87	2,2	3,97	20,18	3,94

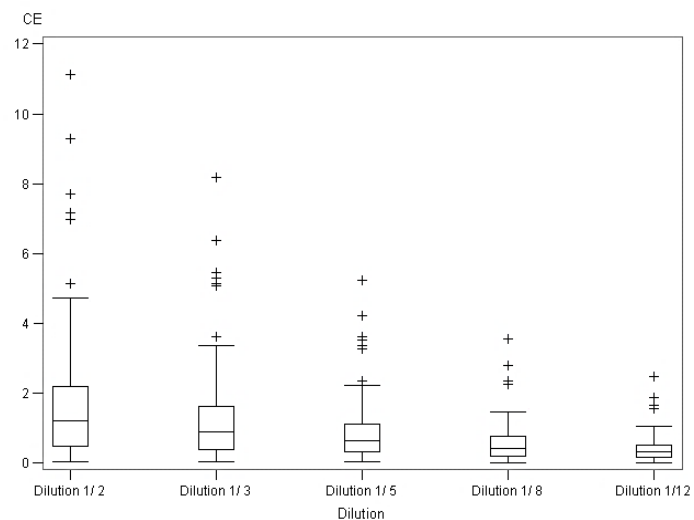


Figure 5. 6: Diagramme des quartiles des CE des solutions extraites aux cinq rapports sol/eau

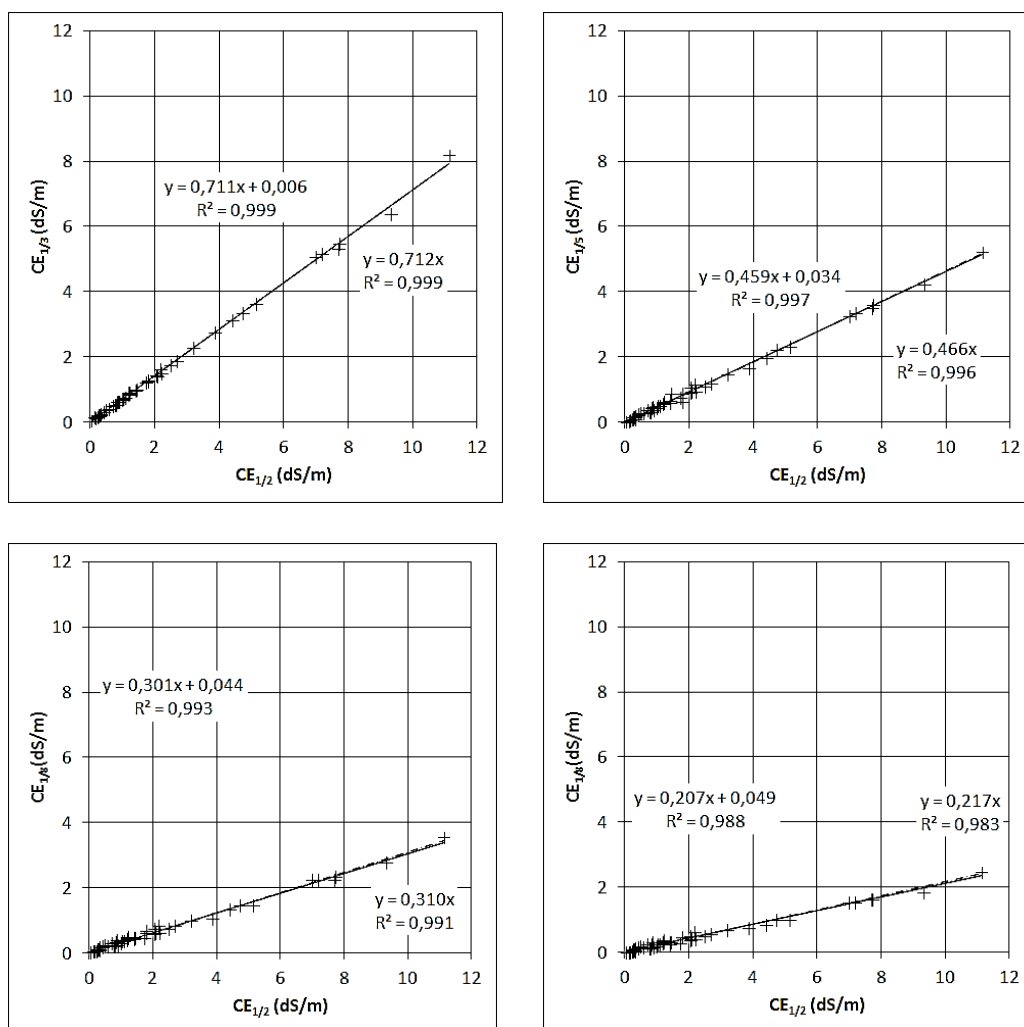


Figure 5. 7: Comparaison entre les CE aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 avec la CE à la dilution 1/2

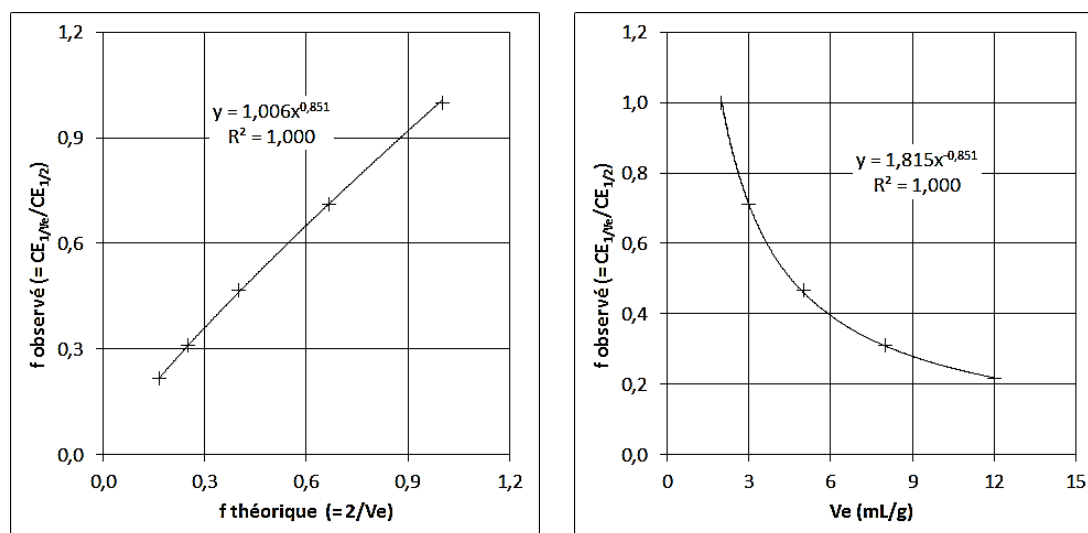


Figure 5. 8: Relation entre les rapports observés et théoriques des CE aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 par la CE à la dilution 1/2 (à gauche) ; relation entre les rapports observés des CE aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 par la CE à la dilution 1/2 et le volume d'eau en mL par g de sol (à droite)

5.3.3. Relation entre les suspensions et les extraits au rapport sol/eau de 1/5 pour le pH et la conductivité électrique

Dans ce chapitre, les propriétés chimiques incluant le pH et la CE des extraits aqueux obtenus par centrifugation des suspensions sol/eau laissées pour équilibrage pendant 12 heures sont commentées. Disposant également des mesures de routine de pH et de CE des sols effectuées dans les mélanges de particules de sols et de l'eau à la dilution 1/5 après 1h d'équilibrage en agitant à chaque 20 minutes (résultats commentées au chapitre 3), il est intéressant d'évaluer sous quelles conditions les valeurs obtenues avec les mesures de routine pourraient être valables pour les solutions extraites des suspensions de même rapport sol/eau après un temps d'équilibrage de 12 heures.

Ainsi, une comparaison des pH et des CE mesurés avec les deux méthodes a été opérée et présentée à la figure 5.9. Il apparaît que les pH des solutions extraites sont inférieurs à ceux des suspensions réalisées au même rapport. Cet écart pourrait être dû au fait que l'équilibre avec la pression de CO₂ atmosphérique n'est pas atteint dans les suspensions sol/eau après une heure de contact avec l'air ambiant et une agitation sporadique de ces suspensions. Ainsi la mise en contact d'un sol sec avec de l'eau ouverte à l'air entraîne une consommation de l'acide carbonique contenu dans cette eau pour la dissolution des composés carbonatés, ce qui s'accompagne d'une hausse immédiate de pH. Le déficit de CO₂ dans la solution de la suspension sera alors progressivement compensé par une diffusion du CO₂ de l'air ambiant vers la solution, accompagnée d'une baisse de pH, étape dont la cinétique est relativement lente vu qu'elle implique une diffusion au travers de l'interface air-solution. Un rétablissement

rapide de l'équilibre air-solution demanderait une agitation vigoureuse des suspensions par un système d'insufflation de fines bulles d'air dans la suspension, ce qui n'est pas le cas dans la pratique routinière de mesure du pH dans une suspension de sol. La même figure montre qu'il existe une bonne relation entre les deux séries de mesures de pH ($r^2 = 0,84$).

Contrairement aux pH, les CE des extraits aqueux sont légèrement supérieures à celles des suspensions (Figure 5.9 à droite), et les deux séries de CE sont linéairement corrélées ($r^2 = 0,99$). Des résultats similaires ont été trouvés par Hogg et Henry (1984) pour les suspensions et les extraits de rapport sol/eau de 1/1 et 1/2. L'infériorité des CE des suspensions par rapport aux extraits pourrait s'expliquer par l'effet de la relative longue durée d'équilibrage des mélanges de sol et d'eau pour les solutions (12 heures) par rapport à celle mise pour l'équilibrage des suspensions de sol (1 heure).

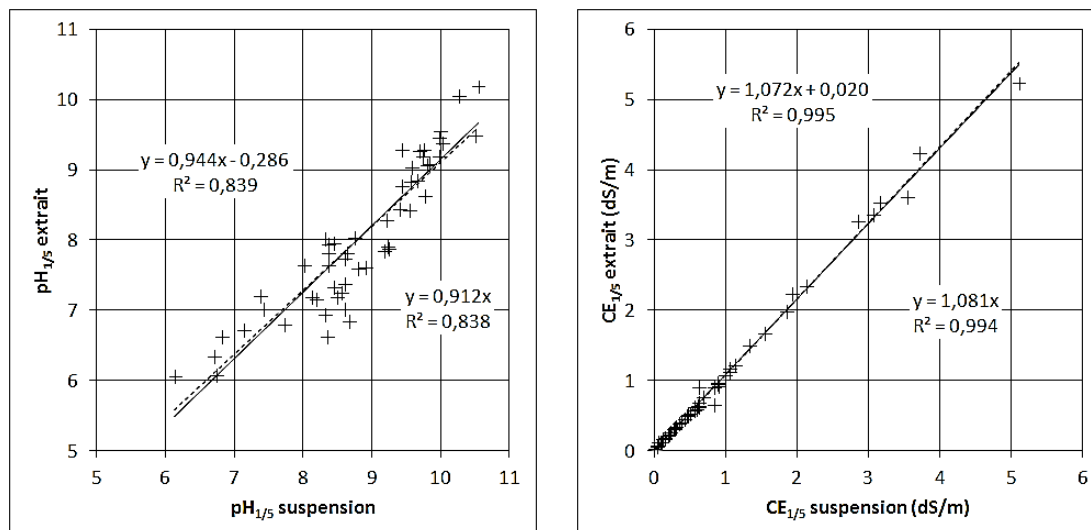


Figure 5. 9: Relation entre les solutions extraites et les suspensions au rapport sol/eau 1/5 pour le pH (à gauche) et pour la conductivité électrique (à droite)

5.3.4. Effet de la dilution sur les ions solubles

5.3.4.1. Composition des solutions d'équilibre

Les compositions chimiques des extraits des 53 solutions pour les cinq rapports sol/eau sont présentées en annexe et d'une manière synthétique au tableau 5.1. Pour toutes les cinq dilutions, les solutions sont dominées par le sodium parmi les cations et par les sulfates et les (bi)carbonates du côté des anions. Une bonne corrélation ($r^2 > 0,97$) entre les concentrations en Na et la CE est dégagée (Figure 5.10 à gauche); ce qui montre que la salinité est sous la dominance du Na quelle que soit la teneur en eau. On remarque aussi qu'il y a une représentation non moins importante du Ca et du Mg

et une faible représentation du potassium dans toutes les solutions. En outre, la quasi-totalité de la charge anionique des solutions est occupée par les ions SO_4 , CO_3 et HCO_3 ; les anions Cl , NO_2 , NO_3 , PO_4 et F occupant un faible pourcentage.

Dans toutes les dilutions, le Na est bien corrélé avec les sulfates (Figure 5.10 au milieu). Cette bonne corrélation entre les deux types de cations confirme que ce sont les cations et anions dominants. Il est à noter cependant que la concentration en Na est généralement inférieure à celle de SO_4 . Si par contre on compare les concentrations en sulfates et les sommes des concentrations en Na et en Mg, on remarque que le coefficient de détermination r^2 augmente et que les pentes des droites de régression se rapprochent de 1 pour toutes les dilutions (Figure 5.10 à droite). Il convient de rappeler que plus la part du Na en solution s'accroît, plus les parts du Ca et de Mg diminuent. La part du K reste cependant sans corrélation avec celle du Na (Figure 5.11).

La dominance des ions sulfatés et la proportion considérable du magnésium dans les sols de la Basse Rusizi constituent une caractéristique particulière de cette région étant donné que la plupart des sols affectés par la salinité de par le monde sont généralement dominés par les chlorures et que le magnésium prend une part importante avec un rapport $\text{Ca} / \text{Mg} < 2$ pour la majorité d'échantillons de sols de Mugerero. Un tel faciès carbonato-sulfaté à dominance sodique est signalé dans les polders du lac Tchad (Cheverry, 1969), dans les sols de Durango au Mexique (Loyer et al., 1992),... Les teneurs en magnésium relativement importantes ont été rapportées dans quelques autres régions du monde notamment dans les sols alluvionnaires des plaines du Cheliff en Algérie dans lesquels le Mg prend une proportion moyenne de 20% dans la pâte saturée (Daoud et al., 1993), dans la vallée de Causta River Valley en Colombie (Garcia-Ocampo, 2003), dans l'Etat de New South Wales (Mckenzie et al., 1993), dans le bassin du lac Aral au Kazakhstan (Karimov et al., 2009).

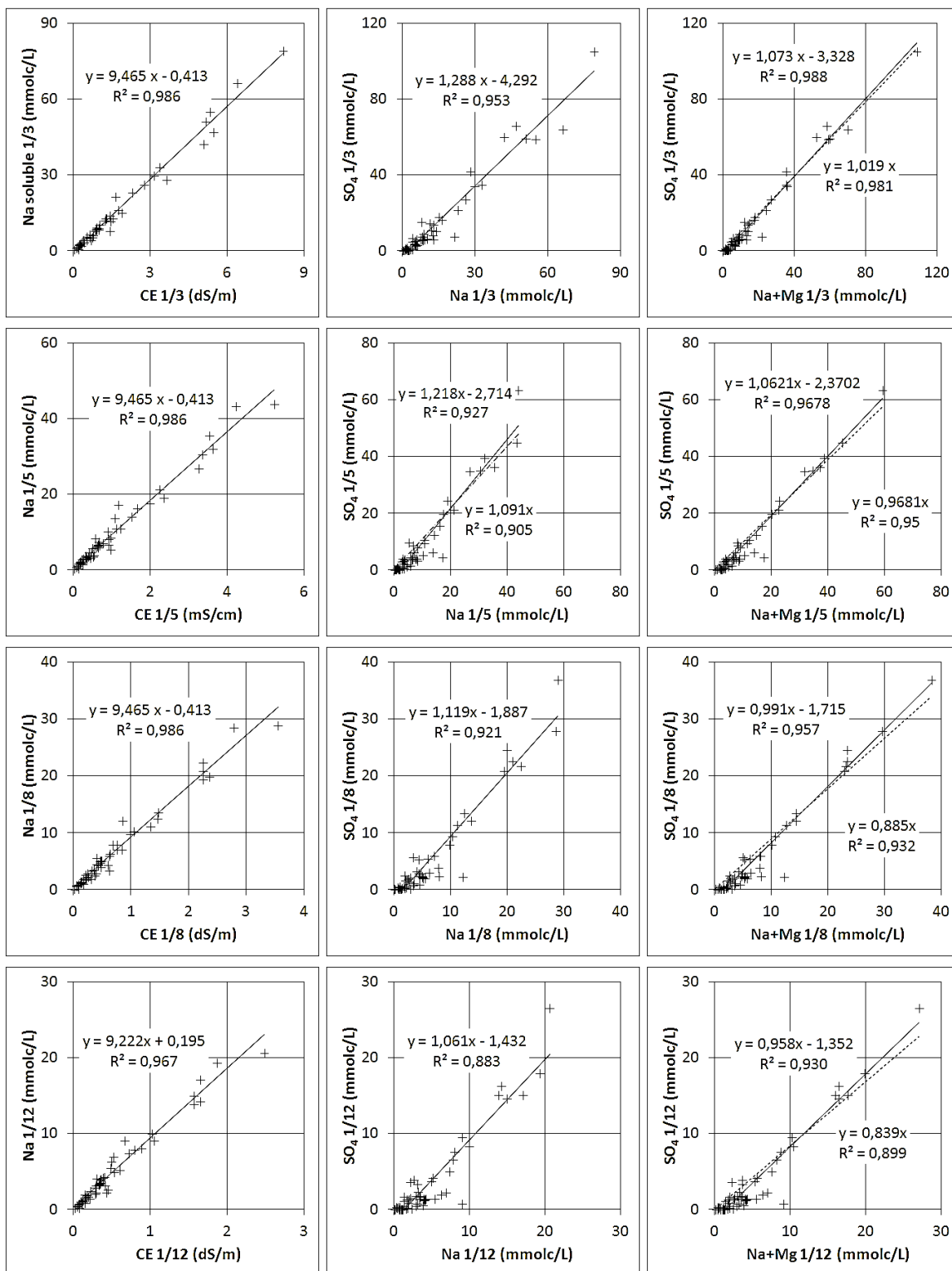


Figure 5. 10: Relation entre le Na^+ soluble et la CE (à gauche); Relation entre les ions SO_4^{2-} et Na^+ soluble (au milieu); Relation entre la somme des concentrations en Na^+ et en Mg^{2+} et la concentration en SO_4^{2-} des solutions (à droite)

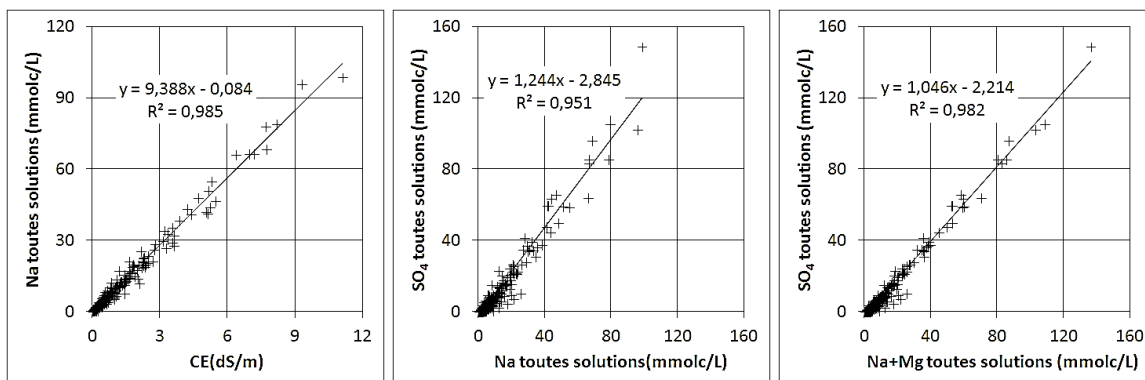


Figure 5.10 (Suite) : Relation entre le Na⁺ soluble et la CE (à gauche); Relation entre les ions SO₄²⁻ et Na⁺ soluble (au milieu); Relation entre la somme des concentrations en Na⁺ et en Mg²⁺ et la concentration en SO₄²⁻ des solutions (à droite)

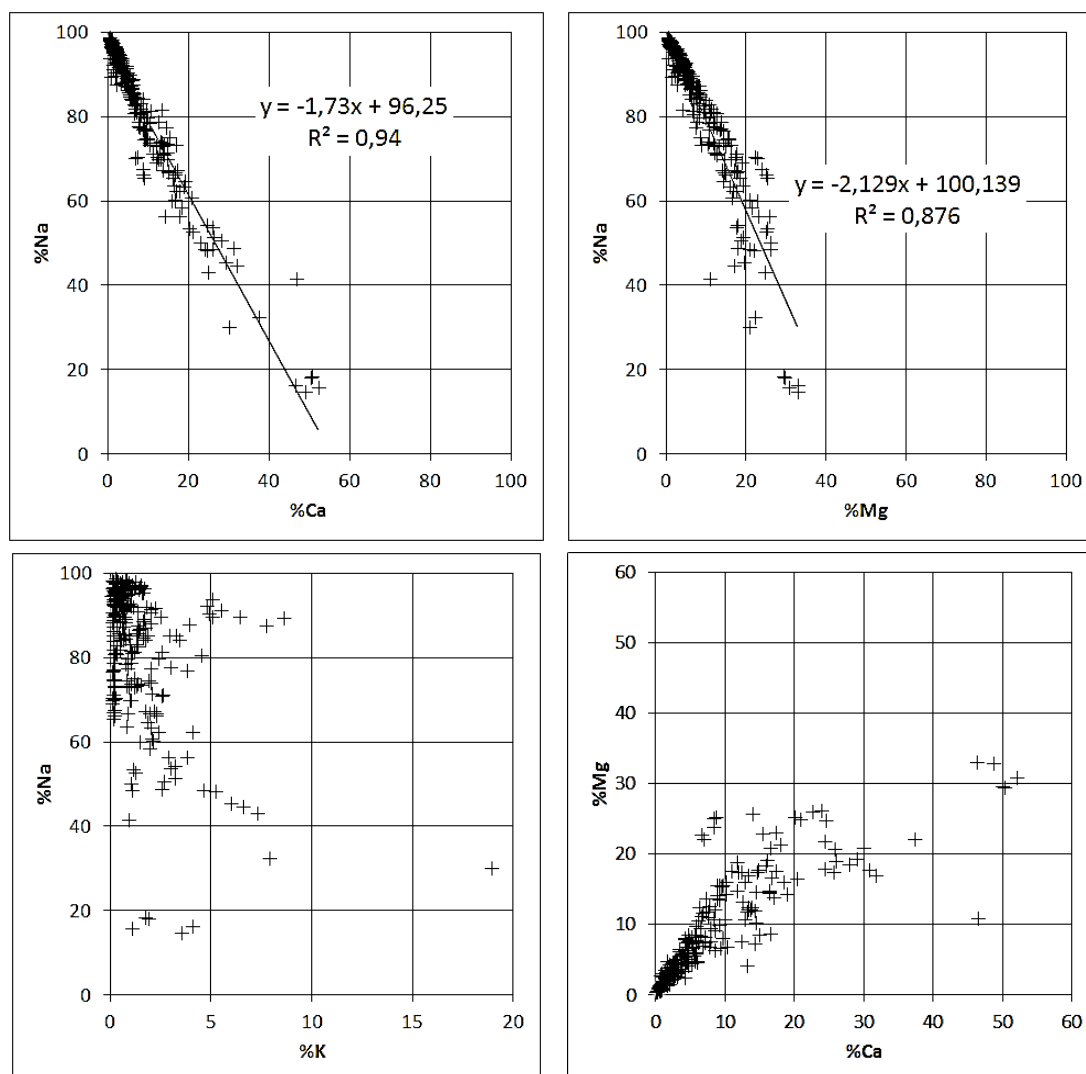


Figure 5. 11: Relation entre la proportion de Na soluble et celles de Ca, Mg et K solubles; et entre les pourcentages de Ca et de Mg solubles

5.3.4.2. Effet de la dilution sur les concentrations ioniques des solutions d'équilibre

Les principales statistiques sur les cations solubles sont présentées au tableau 5.1. La figure 5.12 montre les valeurs minimales et maximales ainsi que des quartiles des concentrations des cations solubles à différentes dilutions. Il est évident que l'augmentation de la dilution des suspensions sol/eau s'accompagne des diminutions des concentrations en mmolc/L de tous les ions dans les extraits qui en résultent. Cependant, exprimées en quantité de charges électriques par unité de masse de sol sec, les teneurs en ions solubles devraient logiquement demeurer indépendantes de la dilution s'ils obéissent à la loi de simple dilution. Néanmoins, des processus comme la dissolution des minéraux faiblement solubles tels la calcite et le gypse, l'échange ionique, l'adsorption négative et les différences de pression de CO₂ produit sont susceptibles d'en modifier les quantités selon la teneur en eau (Rhoades et al., 1999).

Pour examiner l'ampleur de ces facteurs, des quantités d'ions (rapportées en cmolc/kg) contenus dans les extraits aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 ont été comparées à celles des ions analysées à la dilution 1/2. Pour chaque dilution, le coefficient directeur de la droite de régression entre les deux séries de données (droites non montrées) devrait logiquement égaler l'unité quelle que soit la dilution si on a une loi de simple dilution. Cependant, un coefficient inférieur à cette valeur et qui diminue avec l'augmentation de la dilution a été trouvé pour les cations divalents (Ca et Mg) ; ce coefficient est supérieur à l'unité et augmente avec la dilution pour les cations monovalents (K et Na). Autrement dit, au fur et à mesure que l'humidité augmente, les quantités par unité de masse de sol sec des cations divalents (Ca et Mg) diminuent (Figure 5.13) tandis que celles des cations monovalents (K et Na) augmentent (Figure 5.14). Cet effet est conforme aux lois théoriques d'échange de cations selon lesquelles la dilution favorise l'adsorption des divalents (dont les concentrations diminuent en solution) et défavorise l'adsorption des monovalents (dont les concentrations en solution augmentent) (Bourg et Sposito, 2011).

En mettant en relation les coefficients ci-haut mentionnés avec la quantité d'eau V_e , on obtient des équations de régression (Figures 5.13 et 5.14) qui permettent de prédire les teneurs en ces quatre cations majoritaires à n'importe quel rapport sol/eau $1/V_e$ à partir des mesures effectuées à la dilution 1/2 (correspondante à $V_e = 2$ mL/g de sol).

Les équations obtenues montrent que les teneurs (en cmolc/kg) des solutions en cations Ca, Mg, Na et les sommes des cations divalents et monovalents à une teneur en eau quelconque peuvent être calculées avec les formules suivantes :

$$Ca_{1/ve} = 1,211 Ca_{1/2} Ve^{-0,242} \quad (5.7)$$

$$Mg_{1/ve} = 1,029 Mg_{1/2} Ve^{-0,038} \quad (5.8)$$

$$Na_{1/ve} = 0,910 Na_{1/2} Ve^{0,141} \quad (5.9)$$

$$(Ca+Mg)_{1/ve} = 1,152 (Ca+Mg)_{1/2} Ve^{-0,157} \quad (5.10)$$

$$(Na+K)_{1/ve} = 0,909 (Na+K)_{1/2} Ve^{0,142} \quad (5.11)$$

Notons qu'il n'a pas été possible d'obtenir une relation de cette forme pour le potassium ; ses valeurs extrêmement petites n'ont pas permis d'établir des régressions significatives du genre.

Pour ce qui concerne les anions, leurs teneurs rapportées à la masse de sol sec dont ils sont issus en cmolc/kg restent stables pour toutes les dilutions et ne varient presque pas ; ils obéissent à la simple loi de dilution. Seule une légère augmentation des (bi)carbonates est observée. Les concentrations en ions SO_4 par unité de poids ne varient pas de façon systématique avec la dilution. Ils restent en solution et obéissent à une loi de simple dilution ; on les retrouve donc inchangés en mmolc/kg. Une conclusion conséquente à cette constatation est que les minéraux qui pourraient avoir été objet de dissolution seraient ceux qui sont riches en CO_3 (calcite) et pas en SO_4 . En outre, comme montré au chapitre 3 pour la dilution 1/2 et comme on le verra plus loin pour les autres dilutions, peu de solutions sont saturées en gypse même à la dilution 1/2 et a fortiori l'index de saturation par rapport à ce minéral diminue avec l'augmentation de la dilution ; ce qui ne veut pas dire que les échantillons ne contiennent pas de gypse quand ils sont secs ou à une faible teneur en eau.

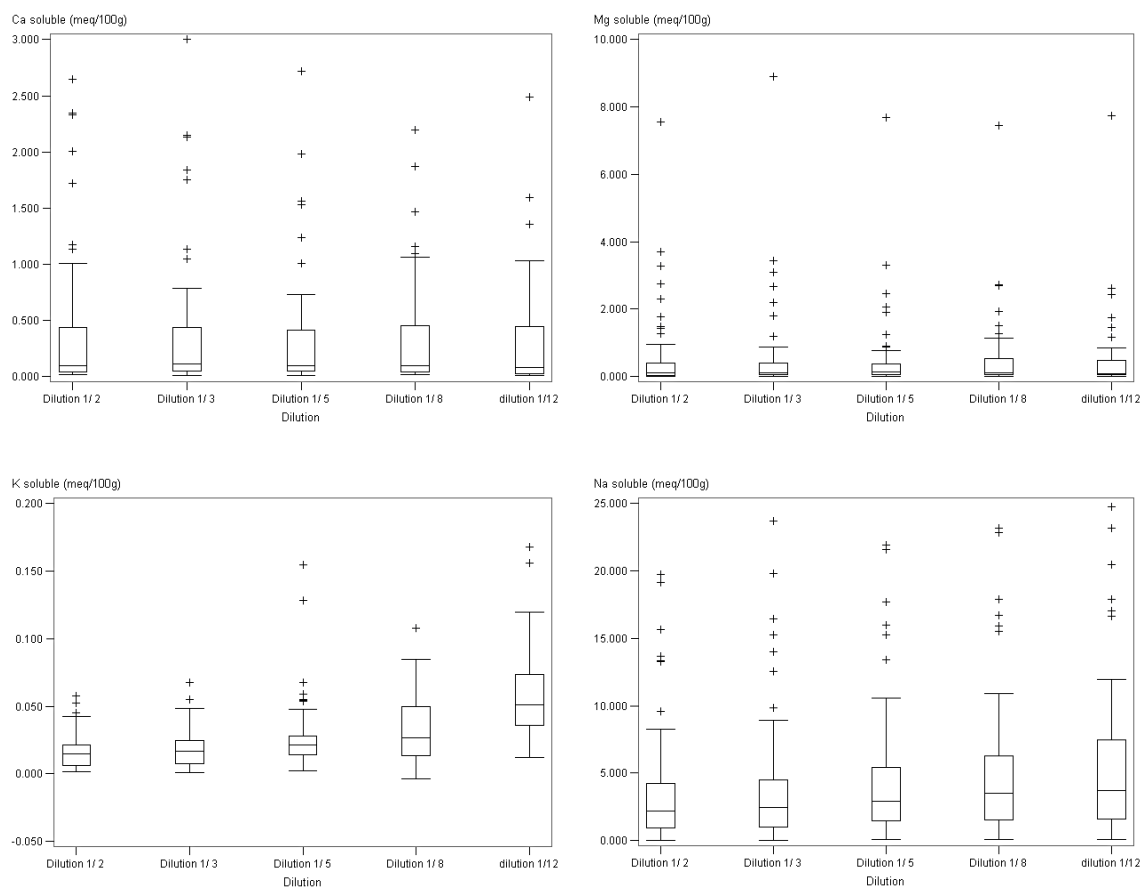


Figure 5. 12: Représentations schématiques des quartiles des concentrations en cations solubles aux différentes dilutions

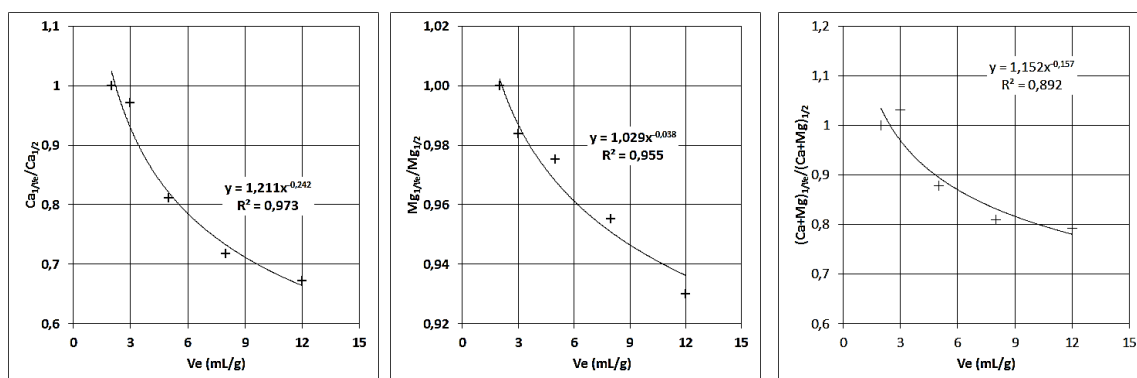


Figure 5. 13: Relation entre les rapports des concentrations des cations divalents en solution aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 par rapport à la dilution 1/2 et le volume d'eau en mL par g de sol

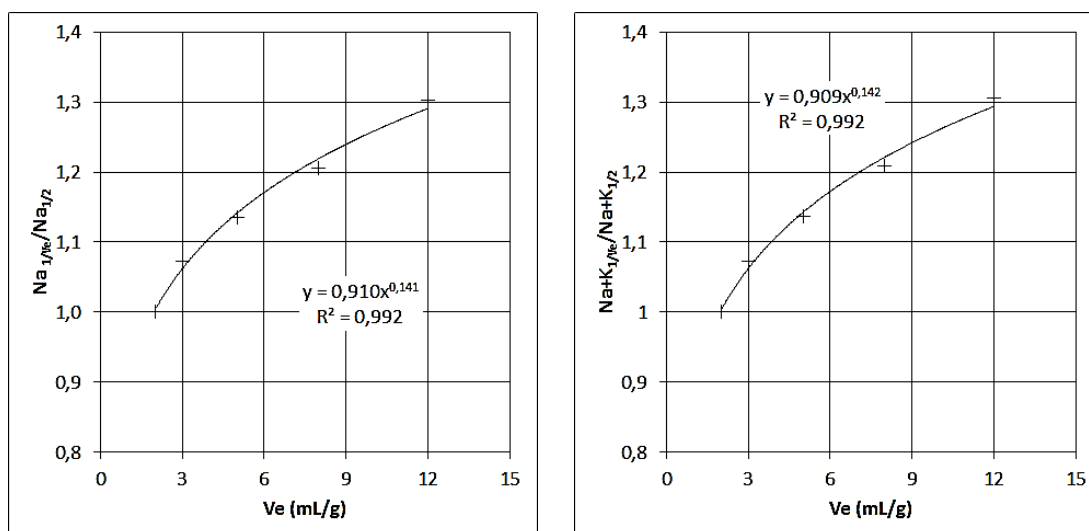


Figure 5. 14: Relation entre les rapports des concentrations des cations monovalents en solution aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 par leurs concentrations à la dilution 1/2 et le volume d'eau en mL par g de sol

5.3.5.1. Spéciation chimique des solutions extraites

Avant de procéder à l'analyse des équilibres d'échange entre la solution et le complexe d'échange, il s'avère nécessaire de procéder à la spéciation chimique des solutions puisque les ions dosés comprennent non seulement ceux qui sont libres en solution mais aussi des paires d'ions qui ne participent pas aux échanges ioniques. De telles associations sont plus fréquentes pour les cations de grandes valences que pour les monovalents. Quant aux programmes outillés pour de tels calculs, le logiciel Visual Minteq 3.0. mis au point par Gustafsson (2010) est l'un des modèles de spéciation des ions et des complexes inorganiques solubles dans l'eau. Il aide aussi à évaluer l'effet de dissolution ou de précipitation des phases solides sur la chimie des solutions aqueuses. En nous servant de ce logiciel, nous avons obtenu des indices de saturation des minéraux qui comportent les espèces ioniques en solution. Ces indices, définis au chapitre 3 (relation 3.12), indiquent les tendances des phases à se dissoudre ou à précipiter ; ils permettent ainsi de prédire les minéraux qui pourraient précipiter dans les conditions obtenues avec les concentrations introduites dans le logiciel. Nous avons aussi pu obtenir des activités de ces ions, lesquelles seront utiles dans la modélisation des équilibres d'échange.

L'examen des indices de saturation a révélé que trois minéraux, la calcite, le gypse et la magnésite, présentent des indices proches de zéro pour au moins quelques solutions au sein d'une dilution. L'indice de saturation de la calcite est positivement corrélé avec le pourcentage en CaCO_3 ; il est proche de zéro pour tous les sols dont la teneur en CaCO_3 est supérieure à 2% (Figure 5.15). L'indice de saturation du gypse est bien corrélé avec les concentrations en sulfates même si aucune solution n'est saturée par rapport à ce minéral (Figure 5.16). La magnésite présente un indice de saturation

proche de celui de la calcite (Figure 5.17) ; ce qui se traduirait par l'existence d'un minéral commun pour les ions Ca et Mg notamment la calcite magnésienne tel que consigné par les recherches d'Arnaud et Herbillon (1973) pour les sols de la Basse Rusizi au Burundi.

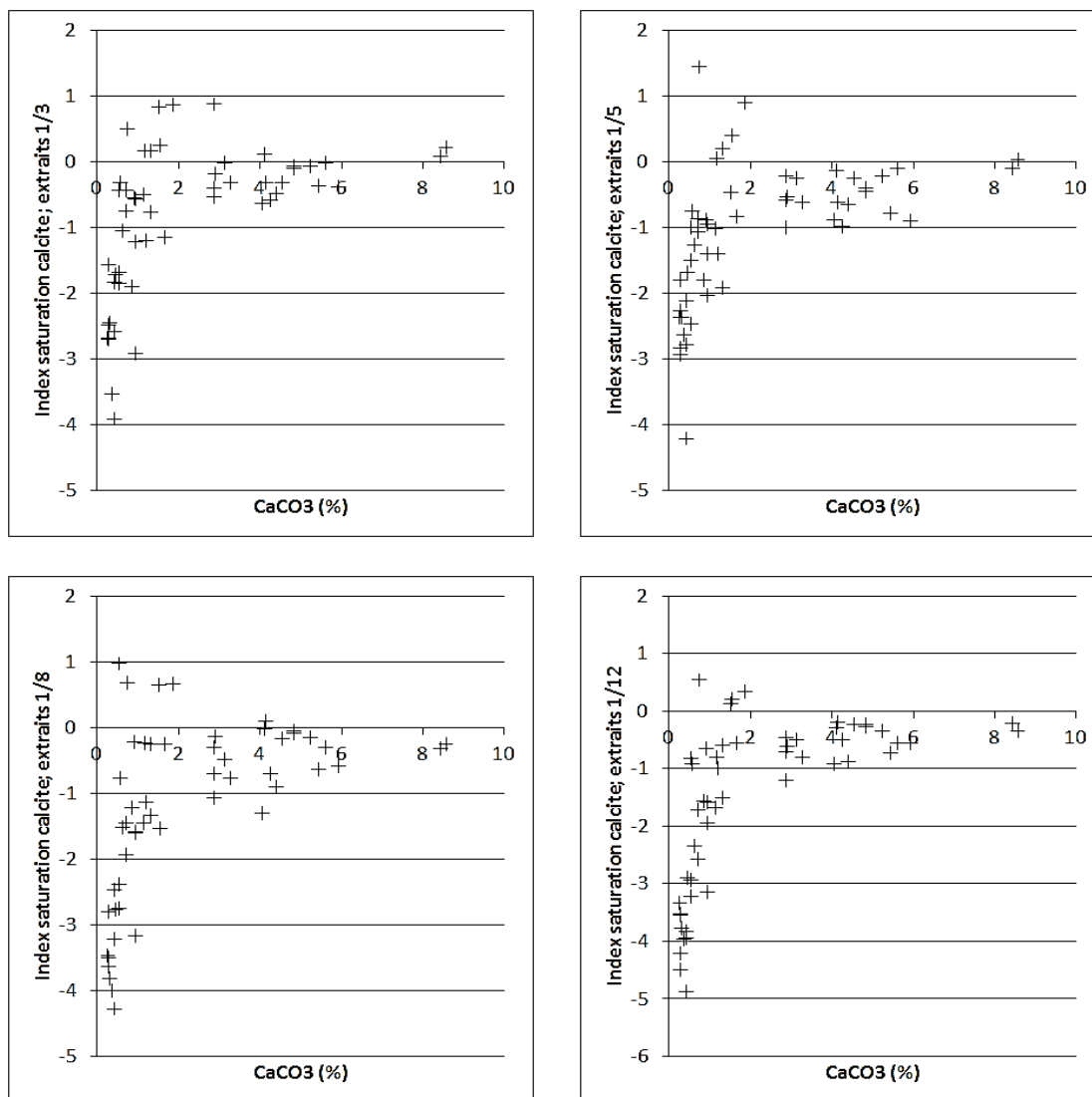


Figure 5. 15: Relation entre l'indice de saturation de la calcite et le pourcentage en CaCO_3 pour les dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

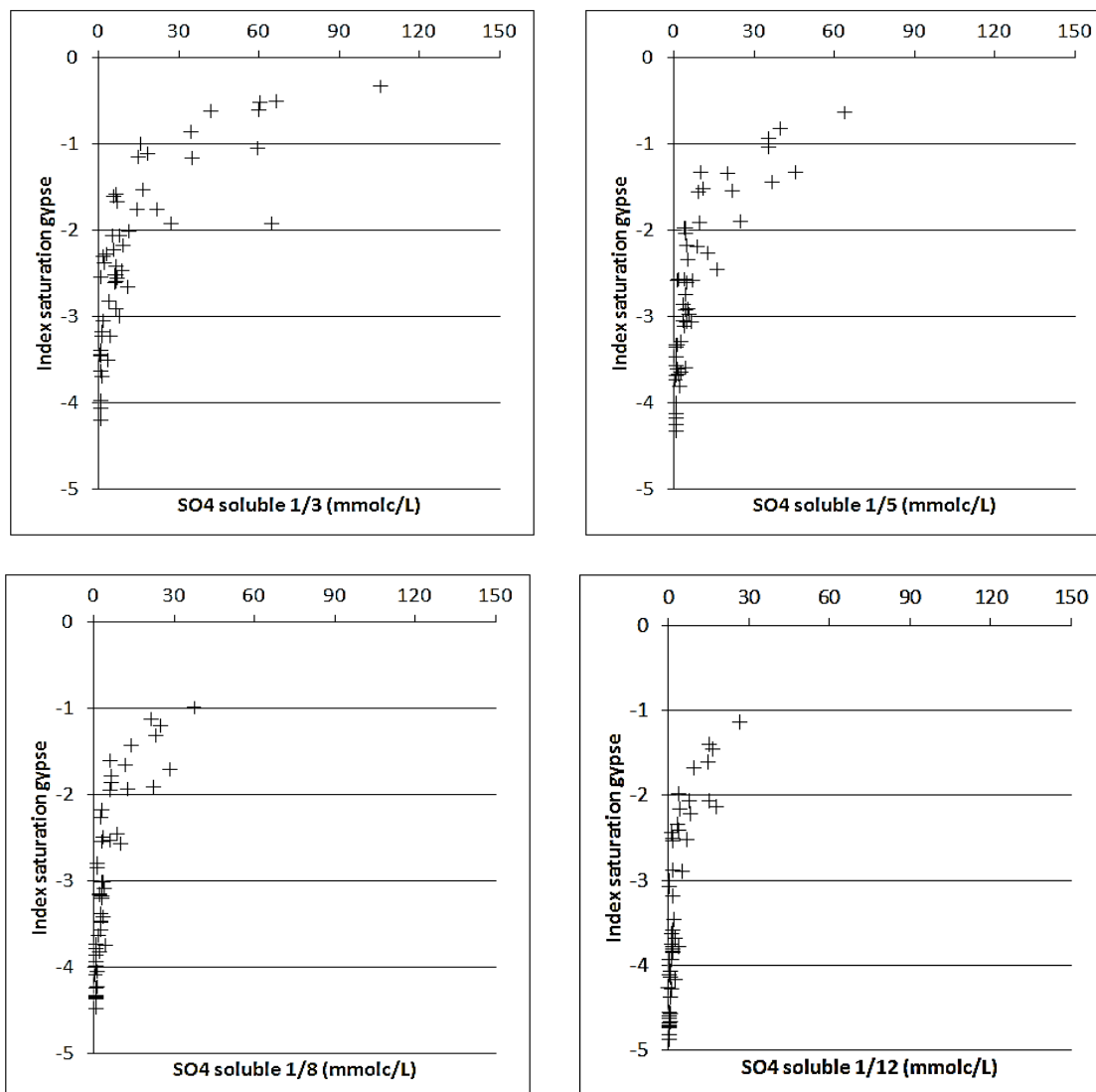


Figure 5. 16: Relation entre l'indice de saturation du gypse et la concentration en sulfates pour les dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

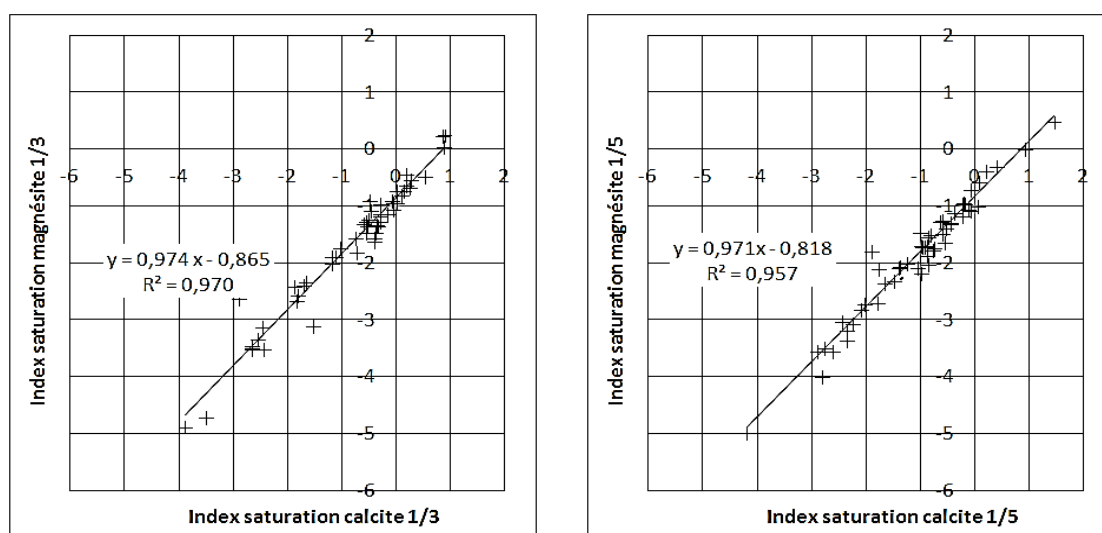


Figure 5. 17: Relation entre l'indice de saturation de la magnésite et celui de la calcite pour les dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

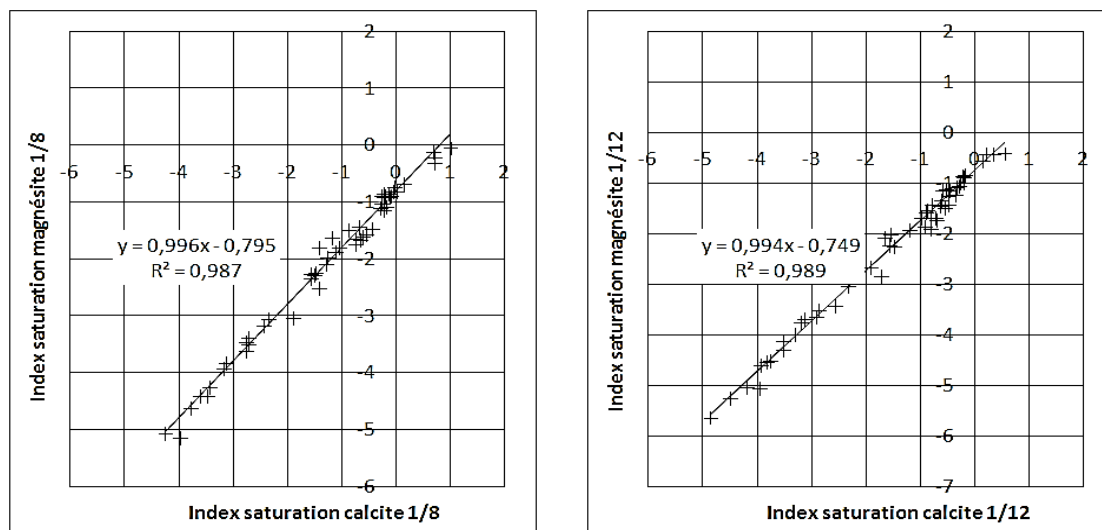


Figure 5.17 (Suite) : Relation entre l'indice de saturation de la magnésite et celui de la calcite pour les dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

5.3.5. Effet de la dilution sur les cations échangeables

Les cations échangeables déterminés pour les cinq dilutions en soustrayant les cations solubles des cations extractibles (à l'acétate de sodium à pH 8,2 pour le Ca, le Mg et le K et à l'acétate d'ammonium pour le sodium) sont présentés dans le tableau 5.11 en annexe. La raison de cette démarche de calcul a été présentée au chapitre 3; elle est basée sur le fait que les extraits à l'acétate d'ammonium et à l'acétate de sodium contiennent non seulement des cations échangeables mais aussi des sels solubles. Les concentrations des cations dosés dans les éluats d'Ac-Na à pH 8,2 et d'Ac-NH₄ à pH 7 sont donc supérieures aux valeurs réelles des cations échangeables (Figure 3.22 du chapitre 3). Une manière de remédier à cette contrainte serait de lessiver les sels avec l'éthanol 60% avant tout traitement avec les extractants (Rhoades, 1982). Néanmoins, Amrhein et Suarez (1990) et Amrhein et Suarez (1991) indiquent que ce produit augmente la solubilité du CaCO₃ et CaSO₄ et ne solubilise pas les sels de Na (Na₂SO₄, Na₂CO₃, et NaHCO₃); il en découle alors des valeurs élevées de Na échangeable. En outre, ces techniques modifient les rapports cationiques du complexe d'échange puisqu'elles modifient la force ionique de la solution d'équilibre. D'où il a fallu recourir à cette méthode ci-haut décrite avec bien évidemment des inconvénients que l'eau peut dissoudre certains minéraux normalement moins solubles comme le gypse et la calcite entraînant la surestimation des cations solubles qu'ils contiennent surtout dans les cas des grandes dilutions. En adoptant cette démarche, nous avons trouvé des valeurs des cations échangeables dont les sommes approximent effectivement la CEC pour tous les rapports sol/eau (Figure 5.18).

Les principales statistiques sur les cations échangeables des sols calculés aux cinq dilutions et les valeurs d'ESP correspondantes sont présentées au tableau 5.4. Le cation qui domine le complexe d'échange est le Ca avec une moyenne de représentation globale de 46% ; il est suivi du Mg représenté en moyenne par 38% et du Na dont la part moyenne est de 14%; le potassium est très faiblement représenté (0,7%) comme dans les solutions d'équilibre.

En poursuivant la même démarche utilisée pour les ions solubles, les teneurs en cations échangeables aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 ont été comparées à celles qui sont calculées à la dilution 1/2 (figures non montrées dans ce document). Les coefficients multiplicatifs obtenus ont été mis en relation avec la teneur en eau (V_e) pour établir une équation de prédiction de ces cations échangeables à n'importe quelle dilution en partant de la dilution 1/2 prise comme référence. Ces coefficients permettent aussi d'examiner l'effet de l'humidité sur les valeurs des cations échangeables. Le constat a été que le rapport $(Ca+Mg)_{1/V_e} / (Ca+Mg)_{1/2}$ est supérieur à l'unité et augmente avec la dilution et que, par contre, le rapport $(Na+K)_{1/V_e} / (Na+K)_{1/2}$ est inférieur à l'unité et diminue avec la dilution (Figure 5.19). L'explication n'y est nulle autre que la loi sur les échanges ioniques qui stipule que la dilution agit en faveur de l'adsorption des cations de grandes valences (Helfferich, 1995). Nous retrouvons donc la même conclusion que celle faite précédemment sur les compositions des solutions d'équilibre.

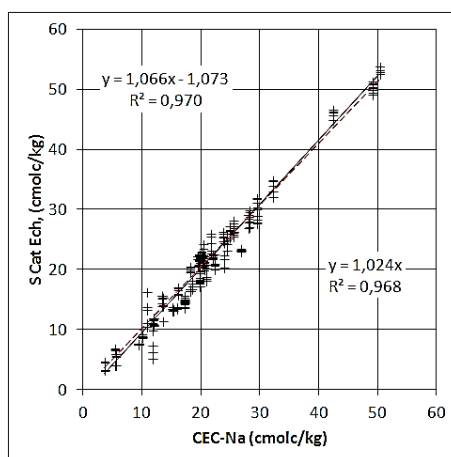


Figure 5. 18: Relation entre la somme des cations échangeables calculés pour toutes les dilutions et la CEC-Na

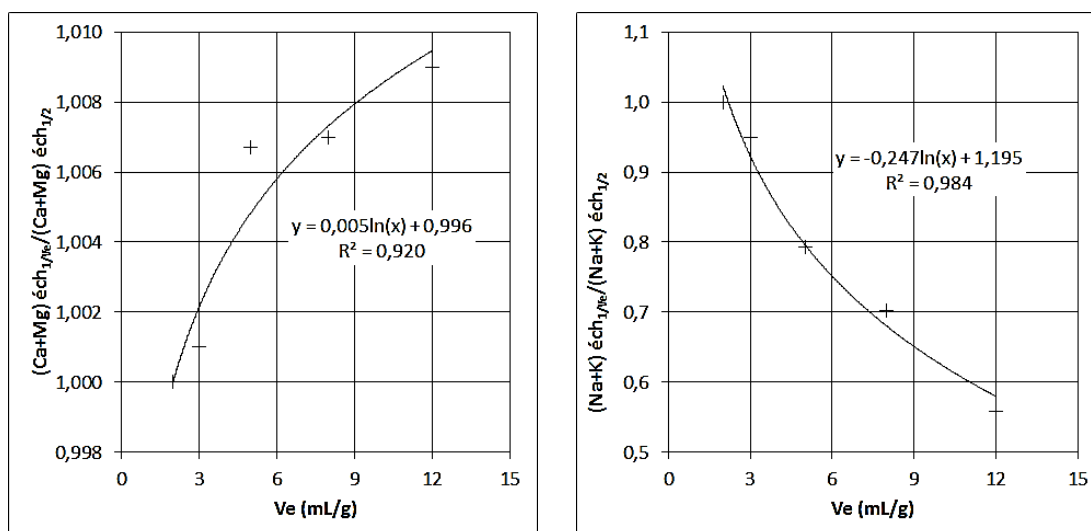


Figure 5. 19: Relation entre les cations échangeables et la quantité d'eau en mL/g de sol (cations divalents à gauche ; cations monovalents à droite)

5.3.6. Effet de la dilution sur le taux de sodium échangeable

La détermination de l'ESP pour les sols salés est d'une grande importance. En effet, l'excès du sodium échangeable est préjudiciable à la bonne structure du sol et est responsable de la dispersion des argiles et de l'encroûtement. Dans les conditions de grandes valeurs d'ESP, le pouvoir drainant du sol et la circulation de l'air sont mis en cause, ce qui affecte la croissance des plantes. Sa détermination pour les sols qui contiennent des sels hydrosolubles pose toujours problème étant donné que, de par sa définition, on doit disposer préalablement de la teneur en Na échangeable et de la CEC (ou des teneurs des trois autres cations échangeables majeurs pour les sols halomorphes Ca, Mg et K dont la somme avec le Na approxime la CEC) dont la détermination est laborieuse et délicate comme évoqué précédemment. Pour les cinq dilutions et pour chaque solution, nous avons calculé sa valeur, en ignorant le potassium dont les valeurs sont très négligeables, avec la formule :

$$ESP = 100 \text{ Na éch} / (\text{Na éch} + \text{Ca éch} + \text{Mg éch}) \quad (5.12)$$

où éch rappelle la teneur de l'élément sur le complexe d'échange en cmolc/kg.

Les valeurs d'ESP calculées pour toutes les solutions sont présentées en annexe et synthétisées au tableau 5.4. La comparaison des ESP des quatre dilutions à ceux de la dilution 1/2 prise comme référence est schématisée à la figure 5.20. Les pentes des droites de régression obtenues diminuent avec la diminution du rapport sol/eau ; ce qui traduit la diminution de l'ESP avec la dilution. Cette observation pourrait aussi être expliquée par la loi des échanges ioniques déjà évoquée. Elle se comprend aisément

par une simple analyse mathématique de la formule de calcul de l'ESP : quand le numérateur du second membre de l'égalité (Na éch) a tendance à diminuer avec la dilution et que le dénominateur se stabilise (compensation des augmentations de (Ca éch + Mg éch) par la diminution de Na éch), le quotient qui en résulte tendra à la diminution.

Le traçage de la courbe des pentes obtenues ($ESP_{1/Ve} / ESP_{1/2}$) en fonction de l'humidité V_e tout en forçant l'ordonnée à l'origine à 0 (V_e est le volume d'eau en mL par g de sol sec) (Figure 5.21), on obtient une relation de prédiction de l'ESP à partir du rapport sol/eau de 1/2 prise comme référence.

Le modèle obtenu est de la forme :

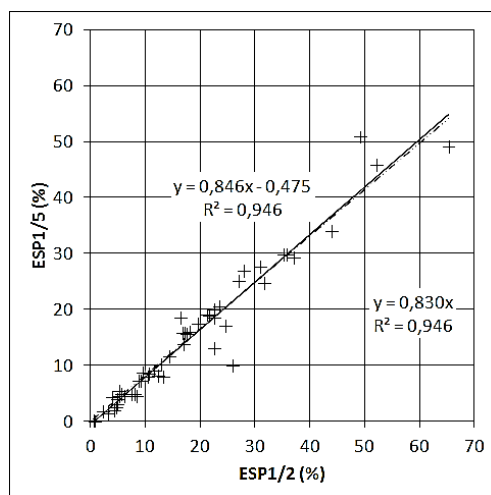
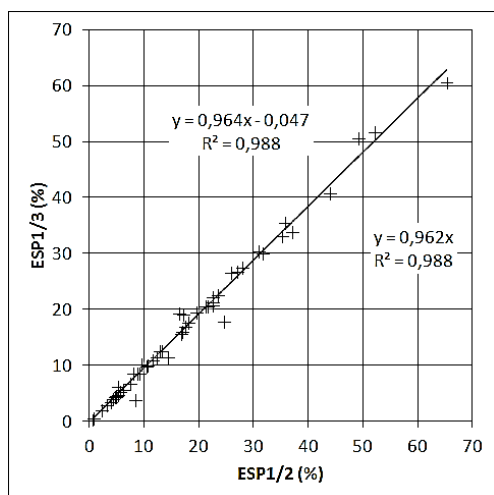
$$ESP_{1/Ve} = 1,138 ESP_{1/2} e^{-0,061Ve} \quad (5.13)$$

Cette équation permet d'extrapoler, comme opéré pour la CE, la valeur d'ESP aux dilutions 1/0,4 et 1/1 plausibles en cas de submersion pratiquée en riziculture. Les valeurs trouvées (Tableau 5.5) montrent que les deux niveaux d'humidité ne sont pas éloignés du point de vue sodicité et que plus de 50 % de nos sols sont dans la catégorie des sols à problème de sodicité si on se place dans la classification des sols halomorphes selon USDA (1954).

Du point de vue expérimental, l'utilisation dudit modèle ne résout pas les difficultés de détermination de l'ESP évoquées plus haut car il faut préalablement disposer des valeurs des cations échangeables au rapport 1/2. Il serait donc intéressant de le calculer en recourant aux résultats d'analyse de la composition cationique de la solution d'équilibre du moment que la loi des rapports (*ratio law*) de Schofield stipule que le ratio des cations en solution dépend du ratio des mêmes cations sur l'échangeur (Tan, 1998). Ceci fait l'objet de la modélisation des équilibres d'échange qui sera abordée dans le paragraphe qui va suivre.

Tableau 5. 4: Principales statistiques sur les cations échangeables (cmolc/kg) et le pourcentage en sodium échangeable (ESP %) pour les cinq rapports sol/eau

Statistique	Ve	Ca	Mg	K	Na	ESP
Minimum	2	1,43	1,18	0,01	0,06	0,52
	3	1,45	1,19	0,01	0,04	0,37
	5	1,49	0,93	0,00	0,00	0,03
	8	1,46	1,02	0,02	0,02	0,15
	12	1,38	1,02	0,00	0,01	0,06
Quartile 1	2	6,73	6,14	0,07	1,29	7,42
	3	6,71	5,74	0,06	1,24	6,31
	5	6,75	6,16	0,05	1,03	4,92
	8	6,93	6,10	0,05	0,89	4,62
	12	6,88	5,97	0,03	0,52	3,21
Médiane	2	8,38	8,33	0,10	3,01	16,40
	3	8,38	8,32	0,10	2,78	12,68
	5	8,34	8,30	0,09	2,67	11,71
	8	8,29	8,44	0,08	1,95	8,96
	12	8,38	8,41	0,06	1,37	7,27
Quartile 3	2	11,85	10,06	0,15	5,70	24,58
	3	11,82	9,97	0,15	5,45	22,29
	5	11,78	10,17	0,13	4,51	20,00
	8	11,85	10,29	0,14	4,20	17,23
	12	11,85	10,51	0,11	3,53	15,20
Maximum	2	31,99	20,00	1,02	12,89	65,30
	3	32,00	20,07	1,01	12,65	60,59
	5	31,94	20,21	1,00	9,95	50,84
	8	31,84	20,24	0,97	10,48	46,97
	12	31,73	20,28	0,96	8,50	41,79
Moyenne	2	9,93	8,18	0,17	3,73	18,17
	3	9,94	8,18	0,17	3,46	17,09
	5	10,00	8,26	0,16	2,93	14,81
	8	10,01	8,27	0,15	2,52	12,65
	12	10,05	8,29	0,13	1,99	9,87

**Figure 5. 20: Relation entre l'ESP aux rapports sol/eau 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 et l'ESP au rapport sol/eau 1/2**

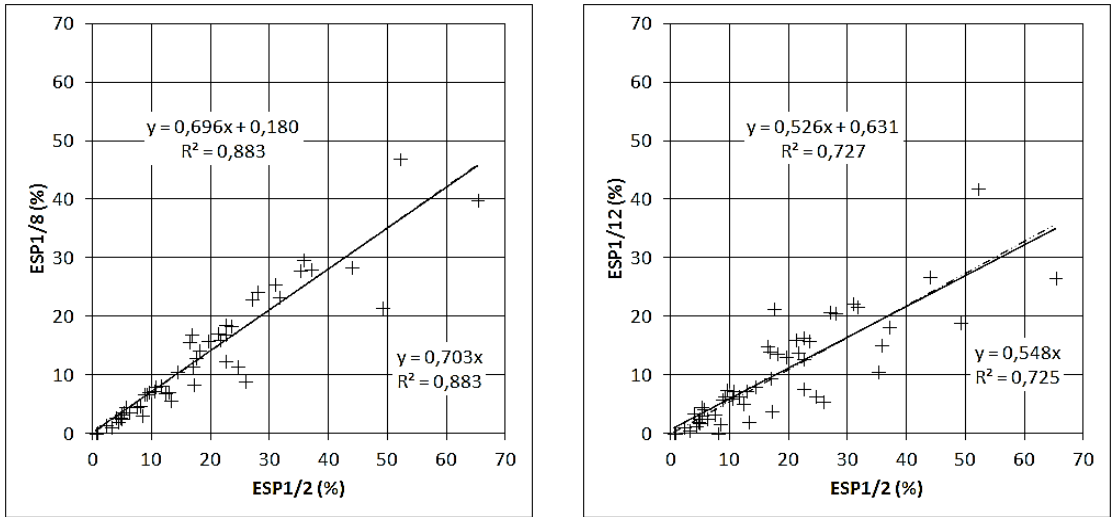


Figure 5.20 (Suite) : Relation entre l'ESP aux rapports sol/eau 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 et l'ESP au rapport sol/eau 1/2

Tableau 5. 5: Valeurs des principales statistiques des valeurs d'ESP obtenues par extrapolation aux rapports sol/eau de 1/0,4 et 1/1 à partir de l'ESP calculé au rapport 1/2

Statistique	Minimum	Quartile 1	Médiane	Quartile 3	Maximum	Moyenne
ESP _{1/0,4}	0,57	8,24	18,21	27,29	72,52	20,18
ESP _{1/1}	0,55	7,95	17,56	26,31	69,91	19,46

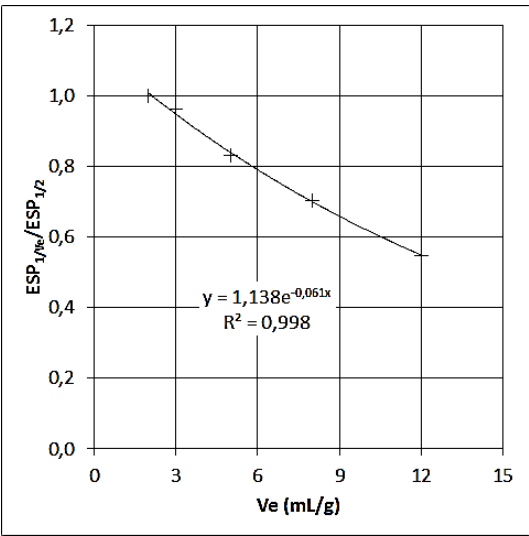


Figure 5. 21: Relation entre les rapports d'ESP aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 par l'ESP à la dilution 1/2 et la teneur en eau en mL/g

5.3.7. Effet de la dilution sur l'équilibre d'échange entre le complexe d'échange et la solution

5.3.7.1. Formulation théorique

Diverses recherches se sont penchées sur la modélisation des équilibres d'échange entre la solution d'équilibre et l'échangeur. Les concepts les plus utilisés sont notamment celles de Vanselow (1932), de Gapon (1933) et de Gaines et Thomas (1955).

Partant de la réaction entre le complexe d'échange contenant initialement le cation B^{b+} et une solution contenant le contre-ion A^{a+} , l'équilibre d'échange cationique entre les deux cations d'après Gaines et Thomas (1953) peut être écrit sous la forme :



où a et b sont les valences des ions A et B et les barres en dessous de A et B rappelle la phase solide.

L'application de la loi d'action de masse à la précédente équation chimique donne la relation:

$$K = ([A_{éch}]^b a_B^a) / ([B_{éch}]^a a_A^b) \quad (5.15)$$

où K est la constante d'équilibre ; les variables $[A_{éch}]$ et $[B_{éch}]$ sont les activités des cations A et B en phase surface et a_A et a_B sont les activités des cations A et B en phase solution.

En divisant par b les deux membres de l'équation chimique 5.14 ci-haut indiquée, nous obtenons le coefficient de K' modifié, adopté dans bon nombre de recherches sur les sélectivités d'échanges ioniques des sols comme celle d'Evangelou et Marsi (2003), exprimé comme suit :

$$K' = ([A_{éch}] a_B^{a/b}) / ([B_{éch}]^{a/b} a_A) \quad (5.16)$$

C'est cette dernière que nous allons appliquer dans cette étude. Signalons que les deux coefficients sont liés par la relation

$$K' = K^{1/b} \quad (5.17)$$

La valeur de la constante d'équilibre K (ou K') renseigne sur l'affinité de l'échangeur pour le cation A^{a+} ou pour le cation B^{b+} ; d'où son appellation de coefficient de sélectivité. Lorsque K est égal à 1, l'échangeur n'a pas de préférence ni pour A^{a+} ni

pour B^{b+} . S'il est par contre supérieur à 1, l'échangeur affiche une préférence pour A^{a+} , tandis qu'une valeur inférieure à 1 indique une préférence du complexe d'échange pour le cation B^{b+} .

Dans le système binaire Na - Ca dans lequel le complexe d'échange contenant initialement le cation Ca^{2+} est mis en équilibre avec la solution contenant le contre-ion Na^+ , le coefficient K' devient :

$$K' = \left([Na_{éch}] a_{Ca}^{1/2} \right) / \left([Ca_{éch}]^{1/2} a_{Na} \right) \quad (5.18)$$

Cette formulation est valable pour le formalisme de Gaines et Thomas (1953) et celui de Vanselow (1932) ; la différence entre les deux réside au fait que Vanselow considère que la charge de l'échangeur est égale à -1 et que l'activité d'un ion adsorbé sur l'échangeur est égale à sa fraction molaire (Robbins et al., 1980; Sposito, 1977) alors que Gaines et Thomas considèrent que l'activité de l'ion sur l'échangeur égale sa fraction équivalente. Dans la relation précédente, $[Na_{éch}]$ et $[Ca_{éch}]$ peuvent être remplacés par les fractions molaires du Na et du Ca de la phase surface ($\underline{M}_{Na}$ et $\underline{M}_{Ca}$ respectivement) dans le calcul du coefficient de sélectivité de Vanselow (K_V), et par les fractions équivalentes de ces deux cations ($\underline{E}_{Na}$ et $\underline{E}_{Ca}$) pour le cas du coefficient de sélectivité de Gaines et Thomas (K_C).

Dès lors, le coefficient de sélectivité de Vanselow devient :

$$K_V = \left(\underline{M}_{Na} a_{Ca}^{1/2} \right) / \left(\underline{M}_{Ca}^{1/2} a_{Na} \right) \quad (5.19)$$

En réarrangeant, l'équation 5.19 peut s'écrire :

$$\left(\underline{M}_{Na} / \underline{M}_{Ca}^{1/2} \right) = K_V \left(a_{Na} / a_{Ca}^{1/2} \right) \quad (5.20)$$

Le coefficient de Gaines et Thomas peut quant à lui s'écrire comme:

$$K_C = \left(\underline{E}_{Na} a_{Ca}^{1/2} \right) / \left(\underline{E}_{Ca}^{1/2} a_{Na} \right) \quad (5.21)$$

En réarrangeant, l'équation 5.21 peut être écrite comme :

$$\left(\underline{E}_{Na} / \underline{E}_{Ca}^{1/2} \right) = K_C \left(a_{Na} / a_{Ca}^{1/2} \right) \quad (5.22)$$

Le formalisme de Gapon (1933) peut quant à lui être décrit à l'aide de la formule de réaction ci-après (Sposito, 1977):



La particularité du modèle de Gapon est de ramener les échanges à un seul site d'échange fixé sur le complexe d'échange et de considérer la fraction molaire d'un site lié à $1/b$ ion B^{b+} .

En divisant les deux membres de l'équation 5.23 par b , on obtient:



Cette conceptualisation considère que les cations adsorbés réagissent en équivalents et que les cations solubles réagissent en concentrations molaires. En appliquant la loi d'action de masse, on a :

$$K_G = \left(a_B^{a/b} A_{éch}^a \right) / (B_{éch}^a a_A) \quad (5.25)$$

Où a_A et a_B représentent les activités des cations solubles A et B ; $B_{éch}$ et $A_{éch}$ sont les cations échangeables en cmolc/kg.

Dans le système binaire Na-Ca, le coefficient K devient

$$K_G = \left(a_{Ca}^{1/2} Na_{éch} \right) / (Ca_{éch} a_{Na}) \quad (5.26)$$

En réarrangeant, on obtient:

$$Na_{éch}/Ca_{éch} = K_G a_{Na}/a_{Ca}^{1/2} \quad (5.27)$$

En incluant le Mg dans l'échange au même titre que le Ca, c'est-à-dire dans l'échange Na-(Ca+Mg), cette dernière relation devient :

$$Na_{éch}/(Ca_{éch} + Mg_{éch}) = K_G a_{Na}/(a_{Ca} + a_{Mg})^{1/2} \quad (5.28)$$

En assimilant les coefficients d'activité à l'unité, on obtient :

$$Na_{éch}/(Ca_{éch} + Mg_{éch}) = K_G C_{Na}/(C_{Ca} + C_{Mg})^{1/2} \quad (5.29)$$

où C_{Na} , C_{Ca} et C_{Mg} représentent les cations solubles exprimés en mmol/L, et $Na_{éch}$, $Ca_{éch}$ et $Mg_{éch}$ représentent les cations Na, Ca et Mg échangeables en cmolc/kg.

Le membre de gauche peut être réécrit comme $ESP/(1-ESP)$ et a été dénommé *Exchangeable Sodium Ratio* (ESR) par USDA (1954). Dans cet ouvrage qui est devenu la référence pour les études des propriétés des sols salés, le deuxième terme du membre

de droite $C_{Na}/(C_{Ca} + C_{Mg})^{1/2}$ est de son côté nommé *Sodium Adsorption Ratio* (SAR) ; d'où équation 5.29 devient :

$$ESR = K_G SAR \quad (5.30)$$

5.3.7.2. Equilibre d'échange entre le sodium et les cations divalents

5.3.7.2.1. Formalisme de Gapon

L'application du conceptualisme de Gapon aux 53 échantillons de sols pour l'échange Na - (Ca + Mg) et pour chaque rapport sol/eau en utilisant le SAR calculé avec les concentrations millimolaires donne des graphiques schématisés à la figure 5.22. Une remarque importante est que la relation ESR versus SAR n'est pas linéaire pour tous les niveaux d'humidité considérés et qu'elle est plutôt curvilinéaire. Cette augmentation du K_G (rapport ESR/SAR) avec l'augmentation de SAR traduit l'instabilité du coefficient de Gapon qui s'accroît avec la charge sodique sur le complexe d'échange. Il conviendrait de signaler que, dans le domaine des faibles valeurs de Na (en solution et sur le complexe d'échange), K_G paraît constant et une valeur unique de 0,012 caractérise l'échange Na - (Ca + Mg) si on combine toutes les solutions aux faibles valeurs de SAR pour toutes les dilutions (Figure 5.23). Ces constatations rejoignent les évidences des études antérieures qui arguent que la considération des concentrations équivalentaires des cations à la phase surface et des concentrations molaires des cations en solution n'est pas thermodynamiquement correcte (Sposito et Mattigod, 1977) et que K_G n'est constant qu'aux faibles saturations en Na (Sposito, 1977 ; Evangelou et Phillips, 1987).

Comme procédé pour les extraits au rapport 1/2 au chapitre 3, nous avons vérifié si l'utilisation des activités déterminées par spéciation avec le logiciel Visual Minteq 3.0 n'améliorerait la linéarité de la relation ESR - SAR mais cette opération n'a affiné ni les corrélations, ni les linéarités de ces relations pour toutes les dilutions.

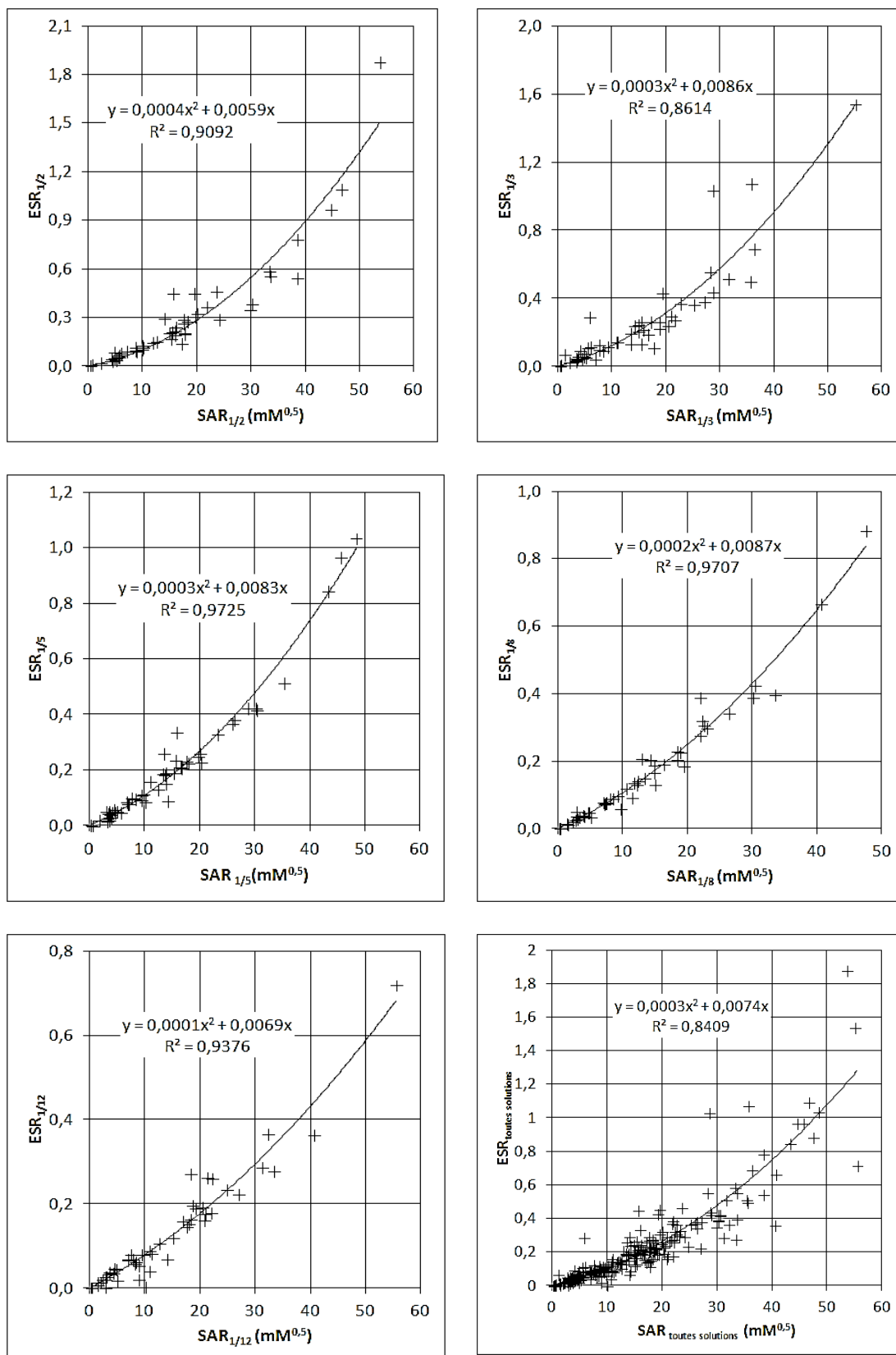


Figure 5. 22: Relation entre ESR et SAR pour les cinq dilutions et pour la totalité des points

La prédiction de l'ESP à partir de la composition de la solution par le conceptualisme de Gapon est indirecte du fait qu'elle se calcule via un autre paramètre (ESR). En portant sur un graphique ESP versus SAR, des excellentes relations linéaires

apparaissent (Figure 5.24). En combinant toutes les solutions de toutes les dilutions (Figure 5.25), nous obtenons les relations suivantes, en utilisant respectivement les concentrations millimolaires et les activités dans le calcul du *Sodium Adsorption Ratio* :

$$\text{ESP} = 1,016 \text{ SAR} + 0,087 \quad (r^2 = 0,89) \quad (5.31)$$

$$\text{ESP} = 20,998 (\text{SAR}^*) + 1,823 \quad (r^2 = 0,88) \quad (5.32)$$

Signalons que ces relations directes ESP versus SAR n'ont apparemment pas de base théorique précise mais que ce défaut n'exclut pas leur valeur pratique.

L'observation des coefficients angulaires des droites de la figure 5.24 (à gauche) laisse voir que ceux-ci diminuent au fur et à mesure que la dilution augmente. Une telle constatation est encore une fois à relier avec le processus d'échange ionique qui, comme signalé au point 5.3.6, cause la diminution de l'ESP avec la dilution. Il a été montré au point 5.3.4.2 que la dilution provoque l'augmentation du Na soluble et la diminution des divalents Ca et Mg dans la phase solution ; ces deux tendances suffisent pour expliquer que le SAR doit augmenter avec la dilution. Une conséquence de ces variations est que le quotient entre ESP (qui tend à la diminution) et le SAR (qui augmente avec la diminution) tendra à la diminution.

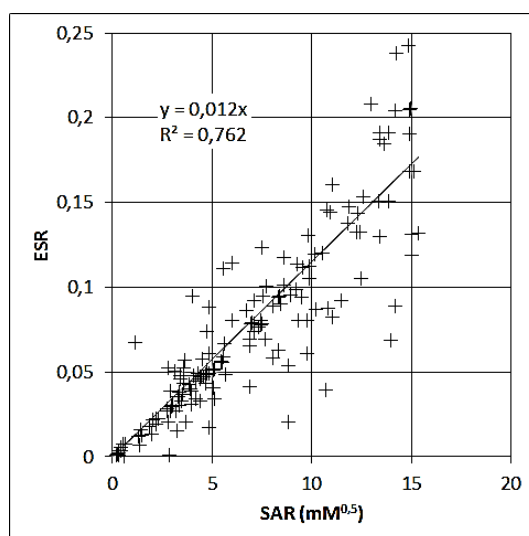


Figure 5. 23: Relation entre ESP et SAR (pour les faibles sodicités: $\text{SAR} < 15\text{mM}^{0,5}$)

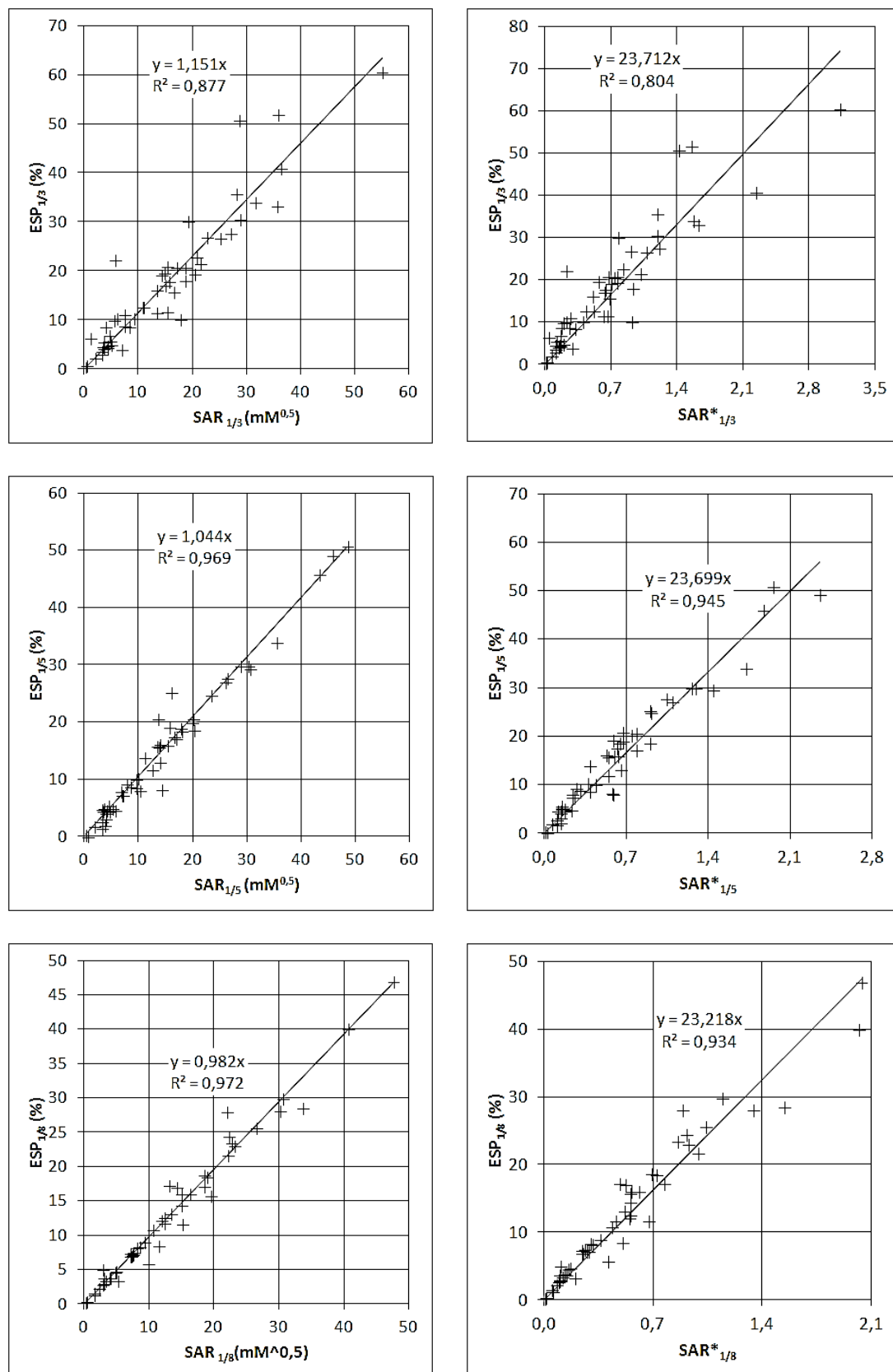


Figure 5. 24: Relation entre ESR et SAR (à gauche) et relation entre ESR et SAR* (à droite) pour les rapports sol/eau 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

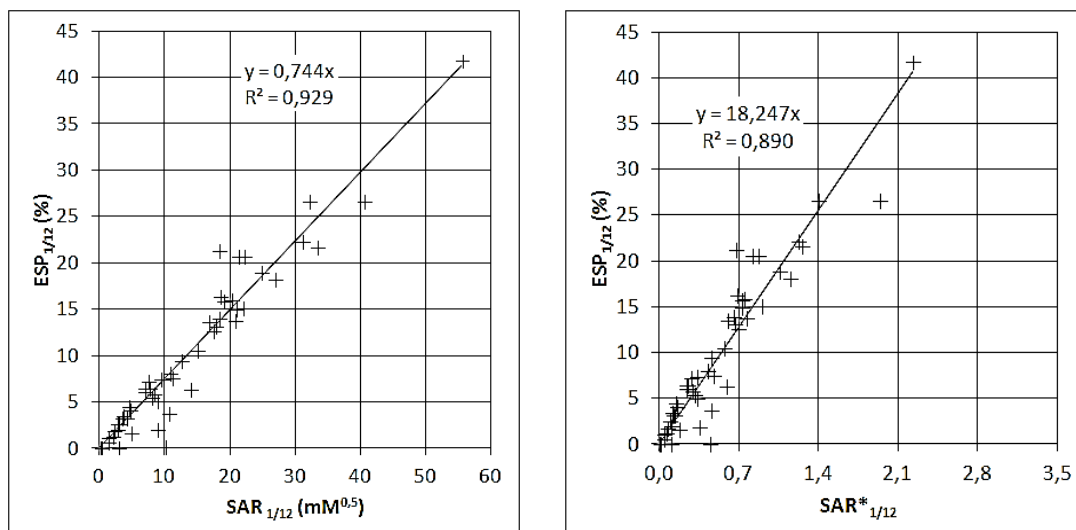


Figure 5.24 (Suite) : Relation entre ESR et SAR (à gauche) et relation entre ESR et SAR* (à droite) pour les quatre dilutions

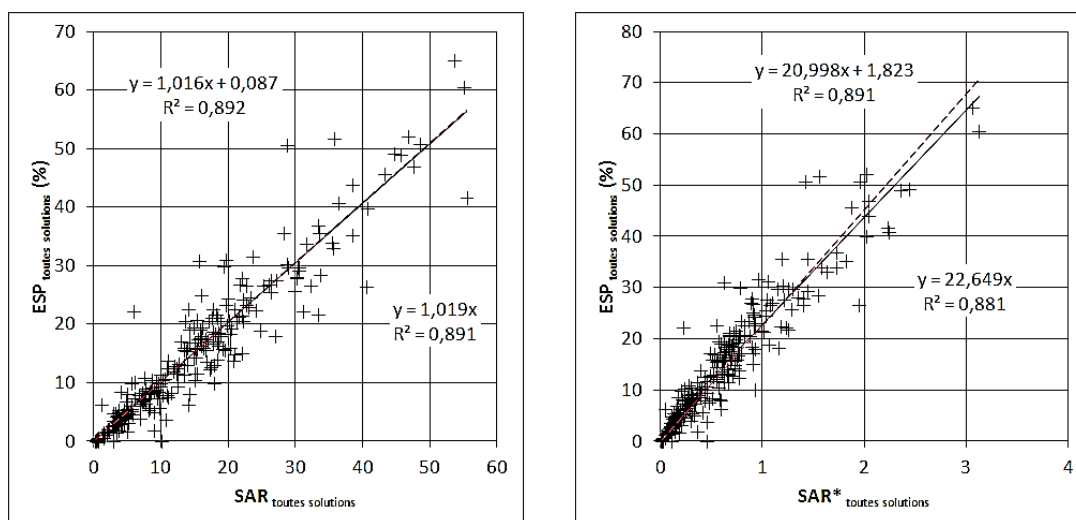


Figure 5. 25: Relation entre ESR et SAR (à gauche) et (à droite) relation entre ESR et SAR* pour toutes les solutions

5.3.7.2.2. Formalisme de Vanselow

La force ionique de la solution est l'un des facteurs qui influencent la sélectivité d'échange entre les cations (Shainberg et al., 1980). Le niveau d'humidité doit-il donc être tenu en considération dans l'établissement et dans l'interprétation des coefficients de sélectivité. Dans cette étude, les coefficients de sélectivité de Vanselow dans les cinq dilutions ont été déterminés par les relations entre le rapport de la fraction molaire de Na par celle de l'ensemble des cations Ca et Mg et le paramètre de la solution SAR*. Ces relations sont illustrées par les courbes de la figure 5.26. En observant les valeurs de K_V ainsi déterminées, on constate que, contrairement au coefficient de Gapon qui s'est révélé non constant, la relation $\frac{M_{Na}}{M_D}^{1/2}$ versus SAR* est linéaire dans toutes les cinq dilutions. En outre, les pentes des droites tracées sont

proches de 0,5 pour les cinq dilutions et pour la totalité des points portés sur un même graphique (Figure 5.27) ; ce qui traduit qu'une valeur unique de K_V de 0,5 pourrait représenter correctement tous les sols étudiés à toutes les gammes d'humidité. Cette grandeur de K_V , qui est inférieure à l'unité, indique l'affinité des sols étudiés aux cations divalents. L'indépendance des sélectivités d'échange de la nature des minéraux en présence et de la force ionique a été montrée par Amrhein et Suarez (1991). La sélectivité de l'échangeur plus marquée pour le Ca que pour le Na a été aussi constatée par Kopittke et al. (2006) sur une montmorillonite dans la gamme de la force ionique allant de 25 mM à 200 mM alors que le même matériel affichait une préférence pour Na par rapport à Ca à une force ionique faible de 10 mM. La kaolinite par contre montre une préférence du Na qui augmente avec l'augmentation de la force ionique.

Afin d'examiner la validité de ce coefficient $K_V = 0,5$ ainsi trouvé, on va tenter de recalculer l'ESP de chaque échantillon pour toutes les dilutions avec K_V de 0,5 et de le comparer avec l'ESP observé expérimentalement. L'ESP prédit par ce coefficient est calculé par le recours aux formules suivantes :

$$\underline{M}_{Na} = \frac{-(SAR^*)^2 K_V^2 + \sqrt{(SAR^*)^4 K_V^4 + 4(SAR^*)^2 K_V^2}}{2} \quad (5.33)$$

et

$$ESP = 100 \underline{M}_{Na} / (2 - \underline{M}_{Na}) \quad (5.34)$$

Après avoir ressimmulé les valeurs d'ESP pour toutes les dilutions, des graphiques des valeurs observées et celles prédites ont été tracées (Figure 5.28). La linéarité des relations obtenues et les pentes des droites de régression obtenues qui sont proches de l'unité confortent la validité pratique du coefficient de van Selow de 0,5 pour nos sols.

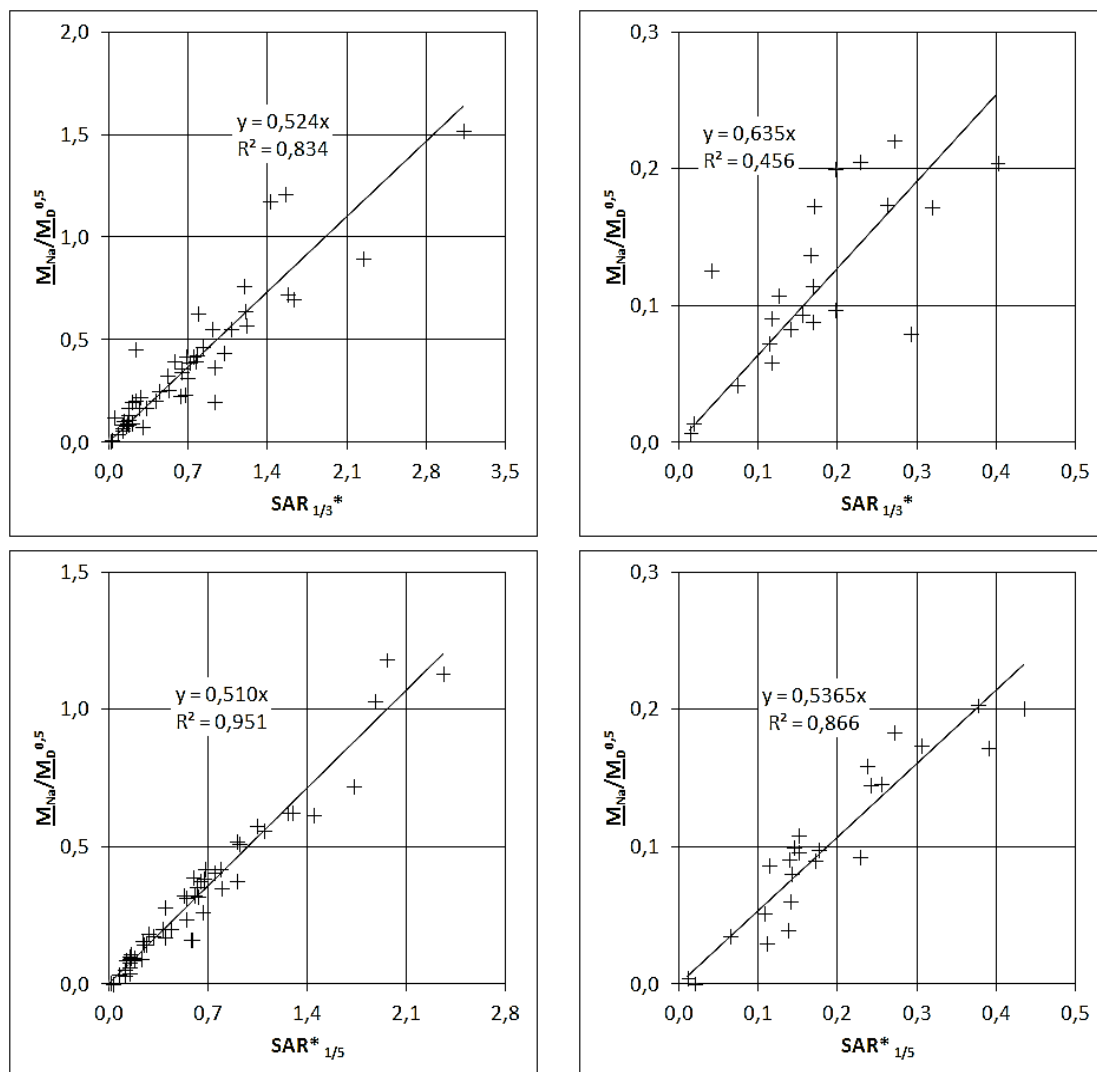


Figure 5. 26: Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Vanselow (M_{Na} et M_D : fractions molaires de Na et de divalents en phase surface ; SAR^* : sodium adsorption ratio défini avec les activités) (à droite : avec les faibles valeurs de $SAR^* < 0,5$)

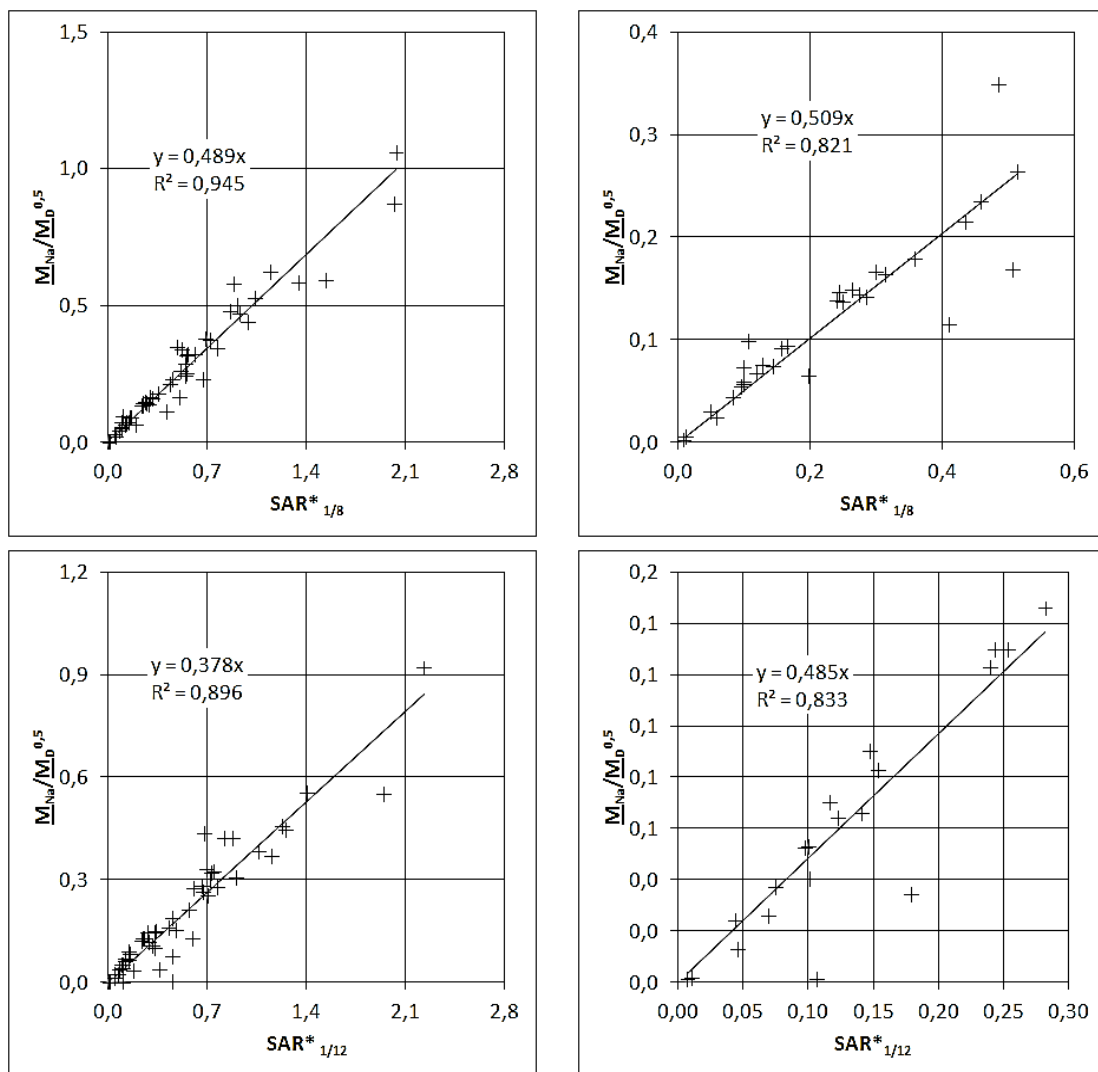


Figure 5.26 (Suite): Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Vanselow (M_{Na} et M_D : fractions molaires de Na et de divalents en phase surface ; SAR* : sodium adsorption ratio défini avec les activités) (à droite : avec les faibles valeurs de SAR* < 0,5)

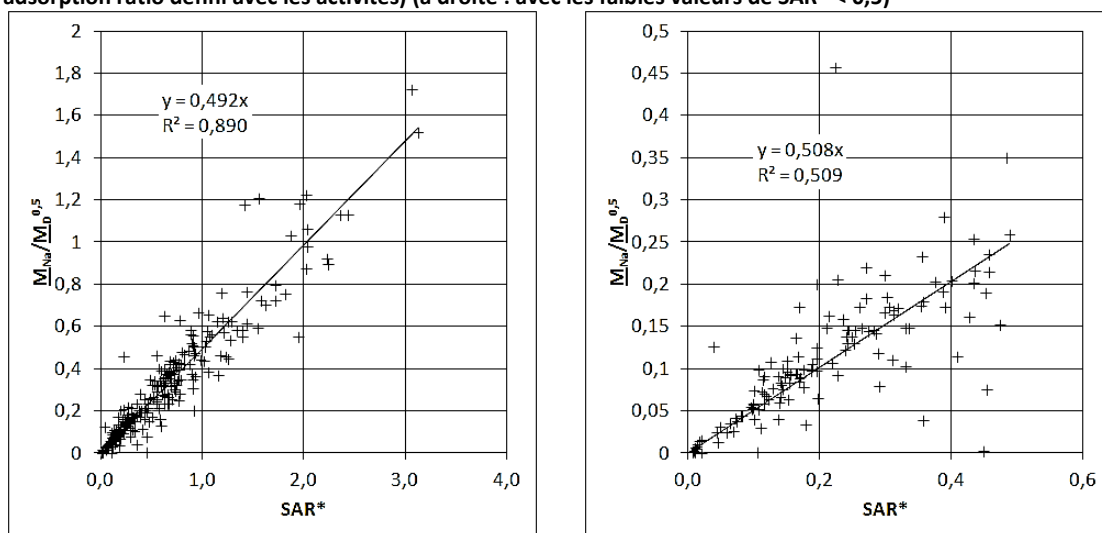


Figure 5. 27: Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Vanselow pour toutes les solutions des cinq rapports sol/eau (M_{Na} et M_D : fractions molaires de Na et de divalents en phase surface ; SAR* : sodium adsorption ratio défini avec les activités) (à droite : avec SAR* < 0,5)

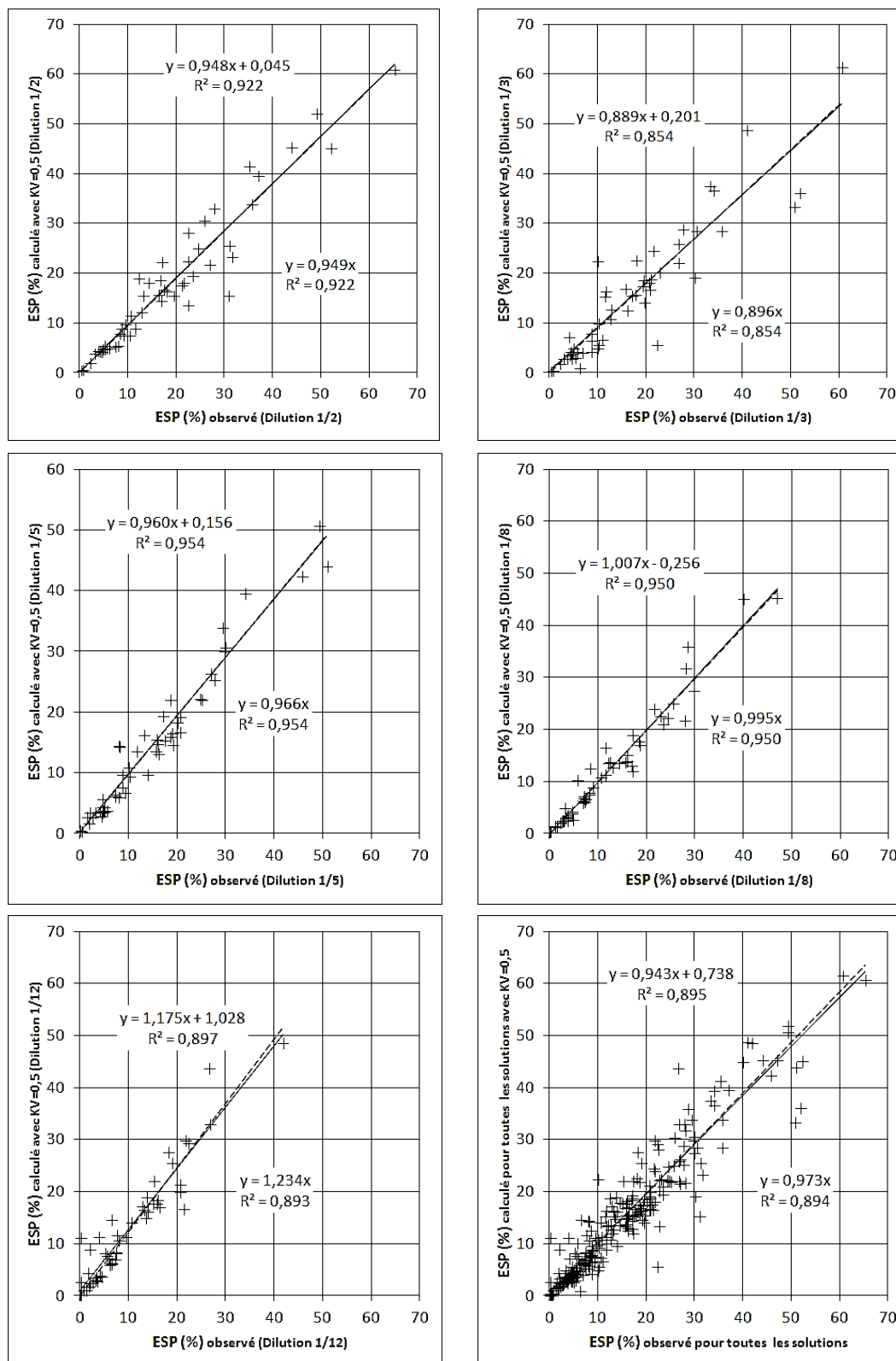


Figure 5. 28: Comparaison entre les valeurs d'ESP prédites avec $K_V = 0,5$ et les valeurs expérimentales

5.3.7.2.3. Formalisme de Gaines et Thomas

L'application du formalisme de Gaines et Thomas pour les solutions extraites aux cinq rapports sol/eau a montré des résultats similaires à ceux qui ont été obtenus avec le concept de Vanselow. La figure 5.29 montre les relations qui existent entre le ratio

$E_{Na}/E_D^{1/2}$ et le SAR* pour les quatre dilutions 1/3, 1/4, 1/5, 1/8 et 1/12 (le graphique propre à la dilution 1/2 a été présenté au chapitre 3). La figure 5.30 reprend la même représentation en combinant toutes les solutions sur un même graphique. L'observation de ces graphiques révèle qu'un coefficient de 0,3 peut être applicable pour toutes les solutions. Nous avons vérifié dans quelle mesure ce coefficient peut être valable en calculant l'ESP pour toutes les solutions. Les valeurs trouvées sont comparées avec les valeurs réellement observées (Figure 5.31). Le constat a été que les pentes des droites de régression qui caractérisent ces comparaisons sont proches de l'unité ; ce qui conforte la validité de l'usage pratique de ce coefficient de Gaines&Thomas de 0,3 pour les sols de la plaine de la Basse Rusizi.

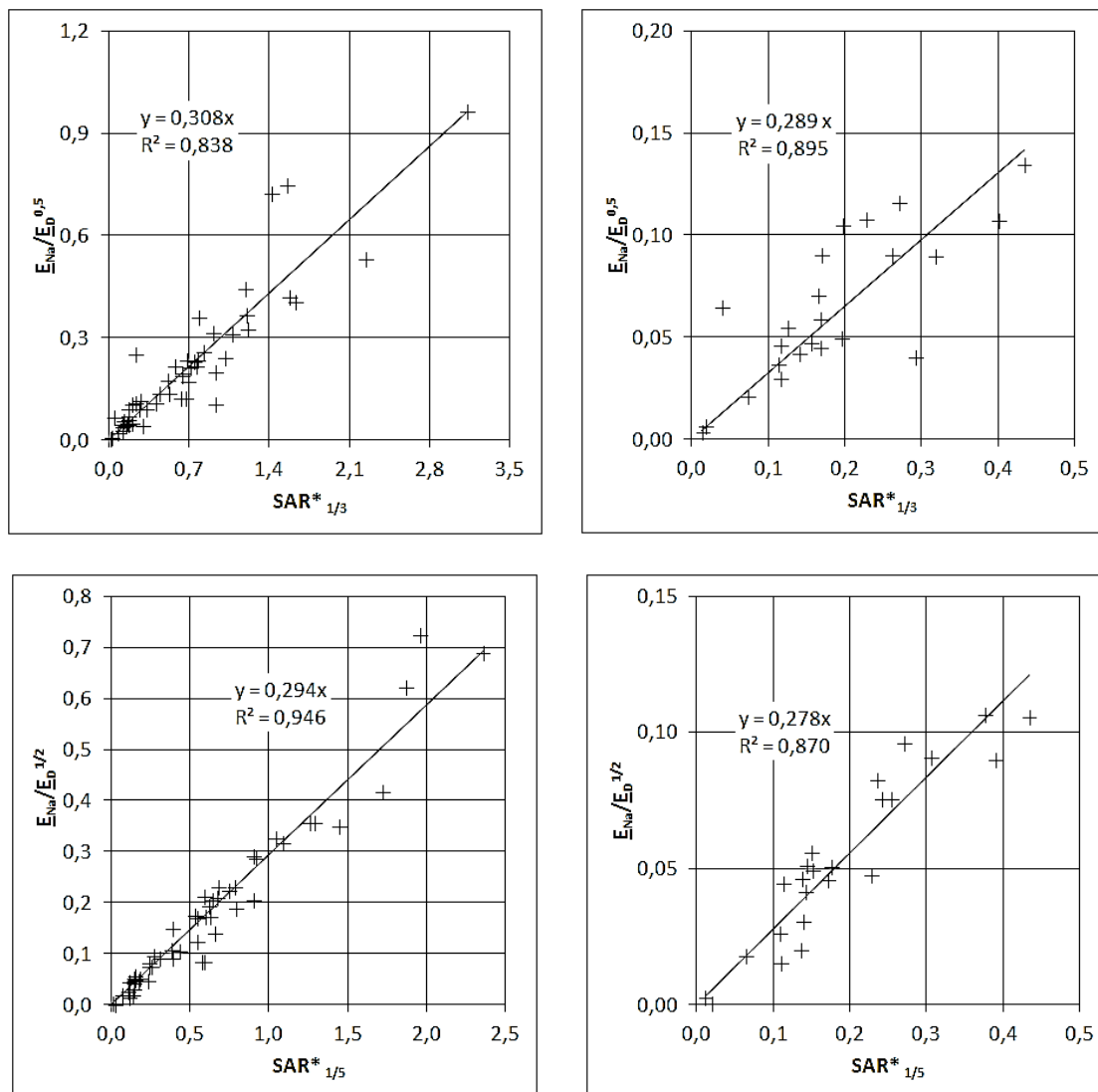


Figure 5. 29: Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Gaines-Thomas (E_{Na} et E_D : fractions ioniques équivalents de Na et de divalents en phase surface ; SAR* : sodium adsorption ratio défini avec les activités) pour les cinq rapports sol/eau (à droite : relation pour de faibles valeurs de SAR*)

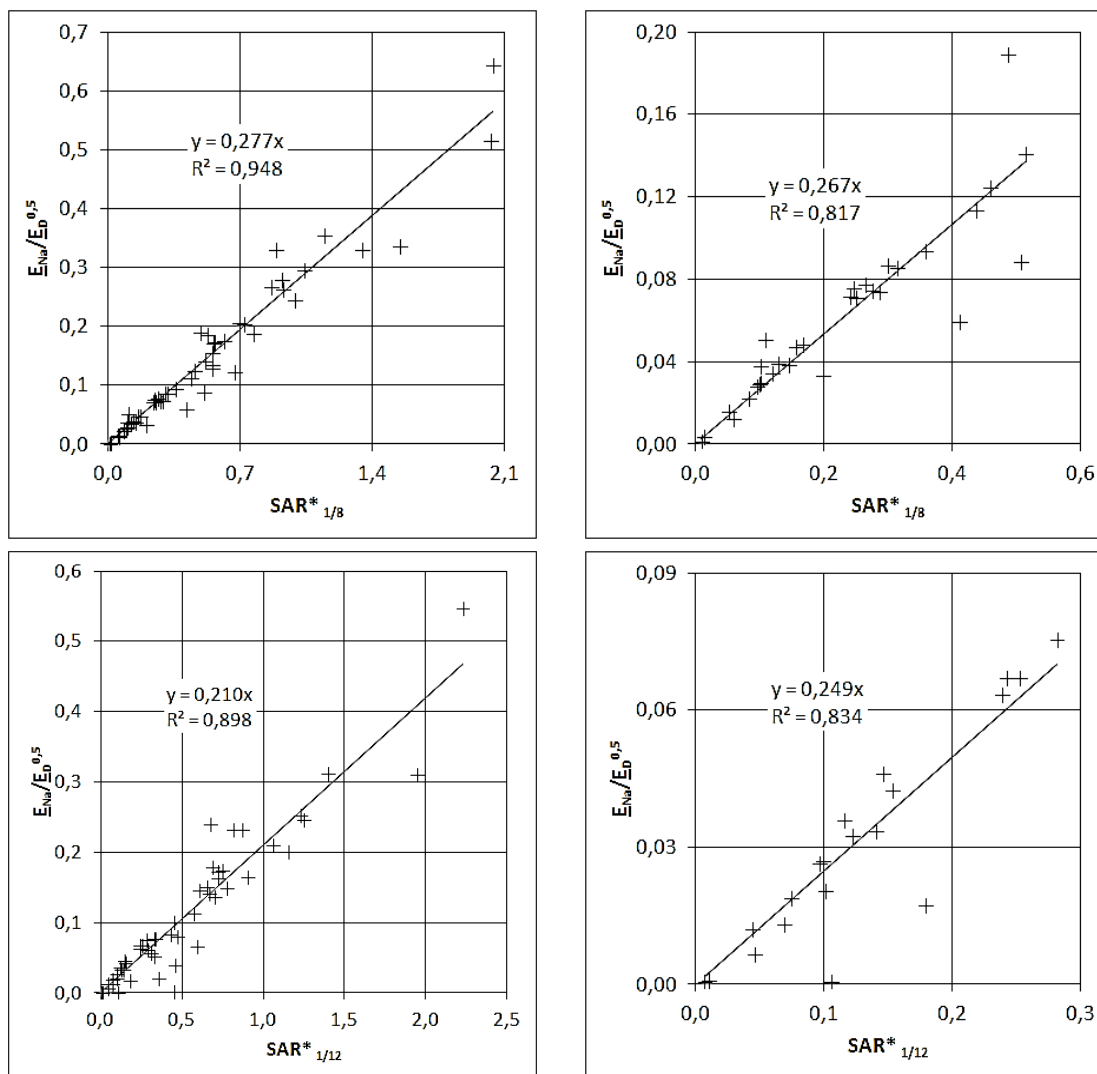


Figure 5.29 (Suite): Relation entre la composition de la phase surface et la composition de la phase solution selon le formalisme de Gaines-Thomas (E_{Na} et E_D : fractions ioniques équivalents de Na et de divalents en phase surface ; SAR^* : SAR défini avec les activités) pour les cinq rapports sol/eau (à droite : pour de faibles sodicités)

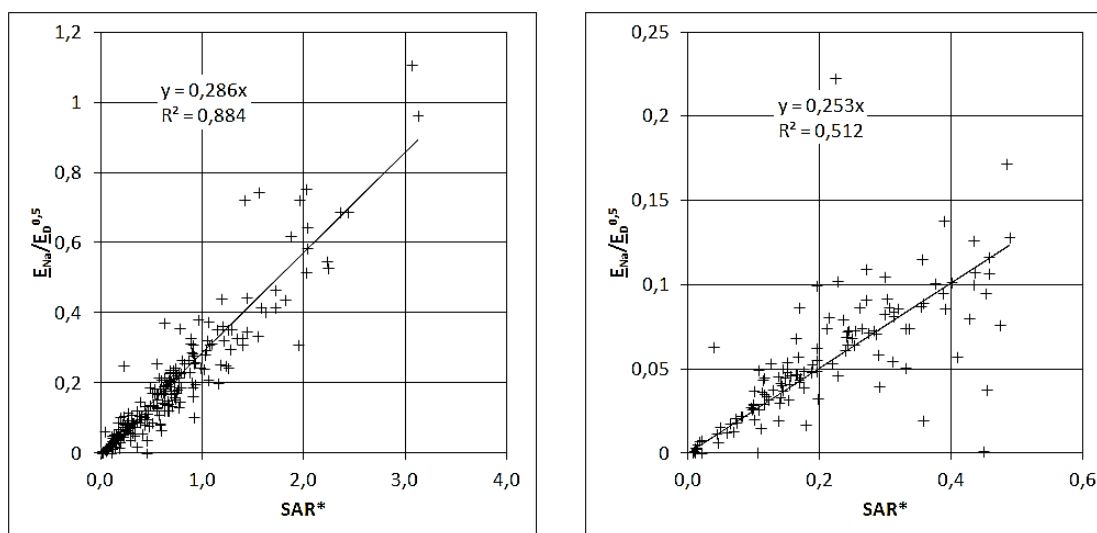


Figure 5.30: Relation entre E_{Na}/E_D ^{1/2} et SAR^* pour toutes des solutions (à gauche : pour de faibles valeurs de SAR^*)

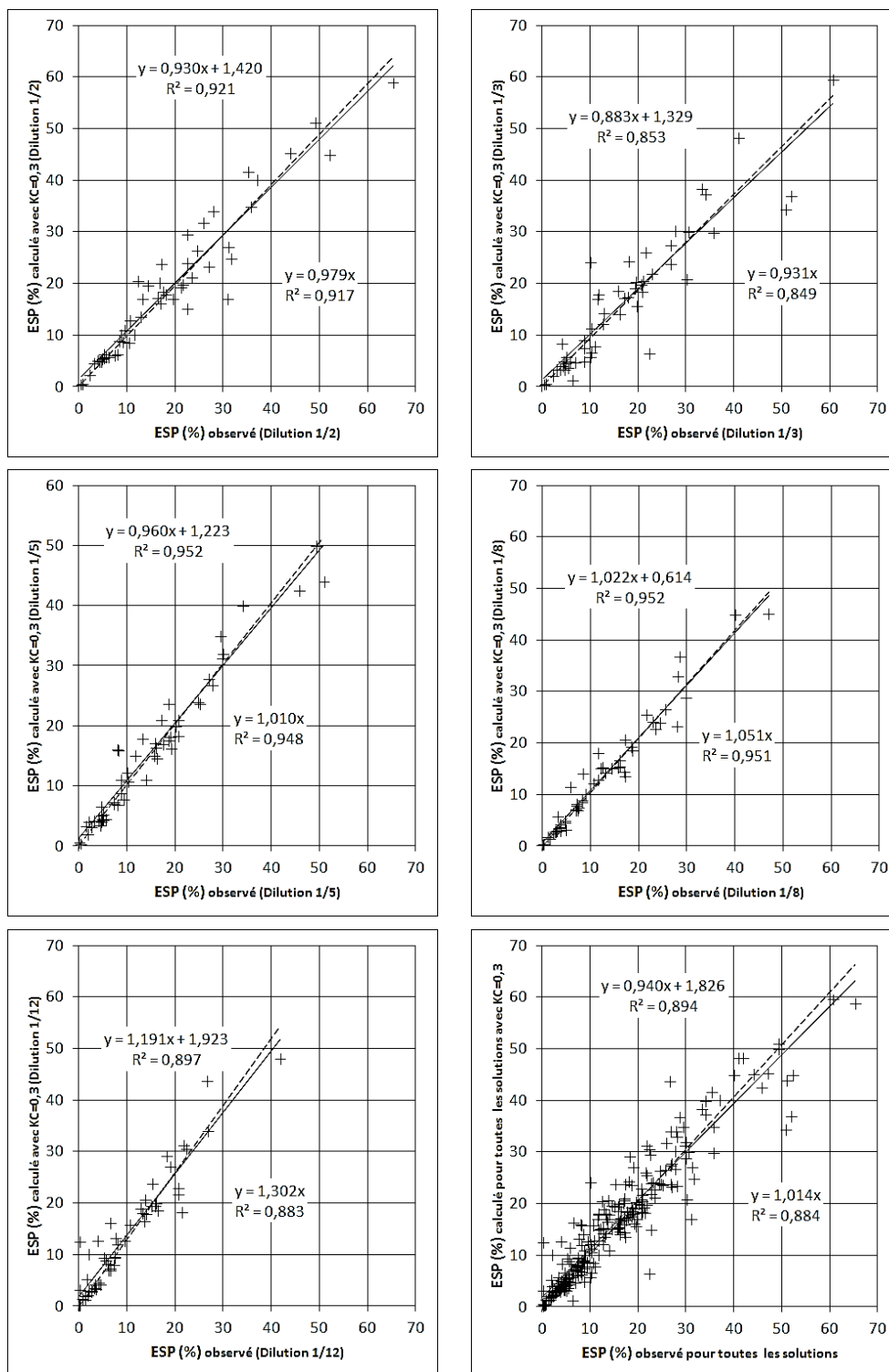


Figure 5. 31: Comparaison entre les valeurs d'ESP prédites avec $K_c = 0,3$ et les valeurs expérimentales

5.3.7.3. Equilibre d'échange entre le magnésium et le calcium

La relation d'échange entre le Ca et le Mg selon Vanselow et Gaines et Thomas peut être décrite par l'équation :



Le coefficient de sélectivité d'échange entre le Ca et le Mg est calculé avec les formules:

$$(Ca_{éch} / Mg_{éch}) = K_{CaMg}(a_{Ca}/a_{Mg}) \quad (5.36)$$

et

$$(Ca_{éch} / Mg_{éch}) = K_{CaMg}(C_{Ca}/C_{Mg}) \quad (5.37)$$

où $Ca_{éch}$ et $Mg_{éch}$ sont le Ca et le Mg échangeables en cmolc/kg (ou en mol/kg) ; et a_{Ca} et a_{Mg} représentent les activités de Ca et de Mg ; et C_{Ca} et C_{Mg} sont les concentrations molaires (ou équivalentes) de Ca et de Mg en solution en mol/L (ou en mmolc/L).

Vu que les fractions équivalentaires sont égales aux fractions molaires pour les échanges homovalents, les expressions des coefficients de Vanselow et de Gaines&Thomas sont analogues. Pour l'échange di-divalent, comme l'échange Ca - Mg, le coefficient de Gapon qui est défini par rapport à un équivalent de sol est calculé suivant les relations :

$$(Ca_{éch} / Mg_{éch}) = K_{CaMg}^* \sqrt{a_{Ca}/a_{Mg}} \quad (5.38)$$

et

$$(Ca_{éch} / Mg_{éch}) = K_{CaMg}^* \sqrt{C_{Ca}/C_{Mg}} \quad (5.39)$$

En utilisant les relations conformes au conceptualisme de Vanselow et de Gaines et Thomas, la sélectivité d'échange entre le calcium et le magnésium a été étudiée pour les cinq dilutions par régression linéaire entre les rapports $Ca_{éch} / Mg_{éch}$ et a_{Ca} / a_{Mg} (ou C_{Ca} / C_{Mg}) ; les pentes des droites obtenues indiquant la valeur du coefficient de sélectivité entre Ca et Mg. Les graphiques obtenus (Figure 5.32) montrent que K_{CaMg} est supérieur à l'unité pour toutes les dilutions et est de 1,5 si on combine toutes les solutions dans une même relation de régression en utilisant les concentrations molaires en solution. Cette constatation témoigne la préférence du Ca par rapport au Mg. La préférence du calcium par rapport au magnésium a été rapporté dans les sols montmorillonitiques (Levy et Shainberg, 1972) et sur les sols kaolinitiques (Udo, 1978), et a été attribuée à la richesse en matière organique (Curtin et al., 1998 ; Fletcher et al. 1984a) et au grand rayon d'hydratation du Mg (Wild et Keay, 1964 ; Peterson et al., 1965). En observant les valeurs du coefficient de sélectivité K_{CaMg} trouvés pour les cinq dilutions, on remarque une petite augmentation avec l'augmentation de la dilution.

Afin d'examiner la validité de ce coefficient de sélectivité dans les sols étudiés, les rapports de cations échangeables $Ca_{éch} / Mg_{éch}$ ont été calculés et comparés avec les rapports observés. La figure 5.33 donne les relations entre ces deux séries de rapports dans toutes les dilutions. Les pentes des droites caractéristiques de cette comparaison sont proches de l'unité; ce qui traduit la validité du coefficient de sélectivité de 1,5.

Il est à remarquer à la figure 5.32 que les coefficients K_{CaMg} établis en utilisant les activités sont très proches de ceux qui sont déterminés avec les concentrations molaires; c'est un fait évident vu que les coefficients d'activités des ions de même valence sont très proches malgré les différences dans les formations des paires ioniques.

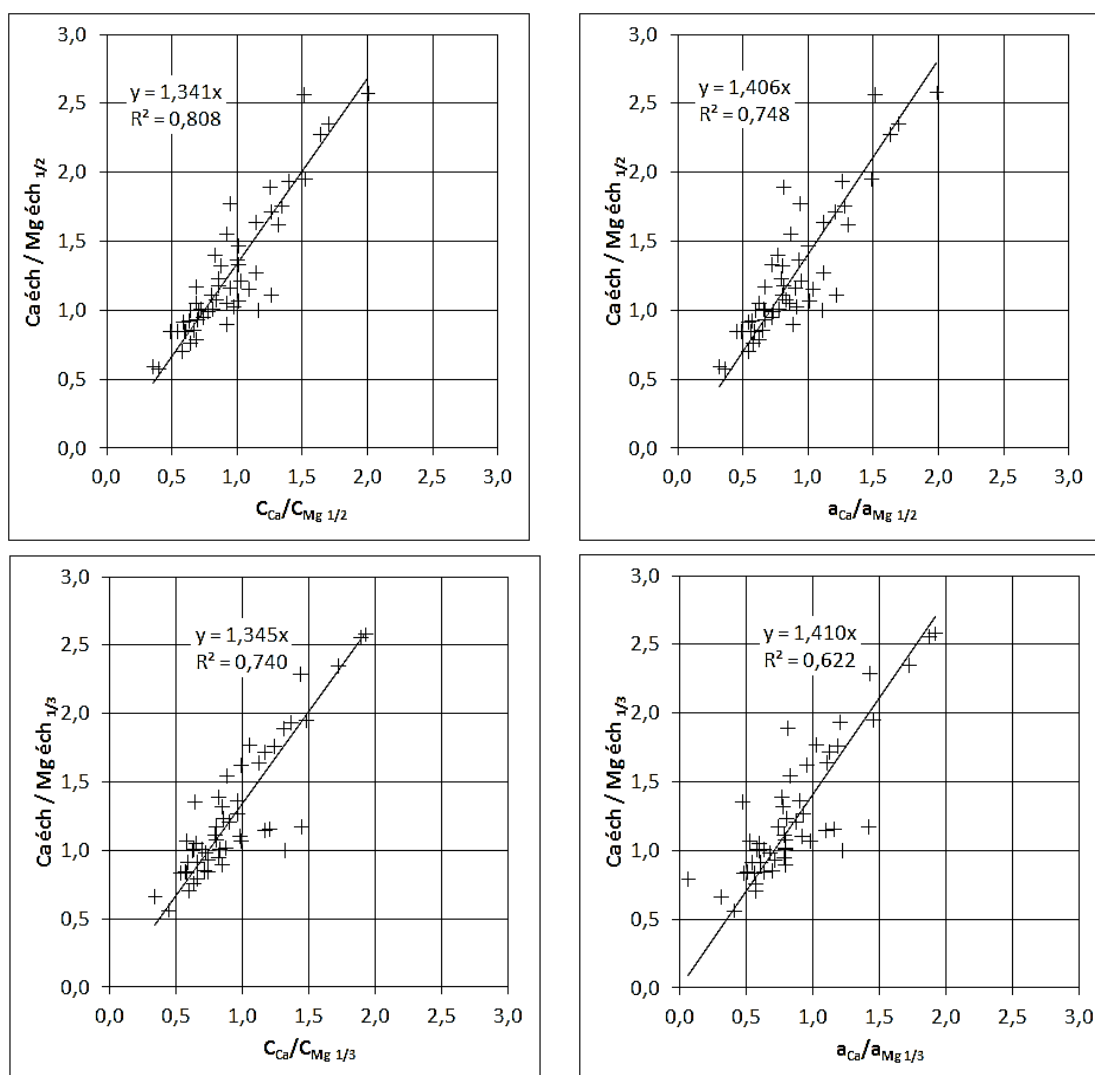


Figure 5. 32: Relation entre les rapports des cations Ca et Mg en phase surface et en phase solution pour les cinq rapports sol/eau et pour toutes les solutions combinées (à gauche : en utilisant les rapports des concentrations molaires en solution ; à droite : utilisant les rapports d'activités en solution)

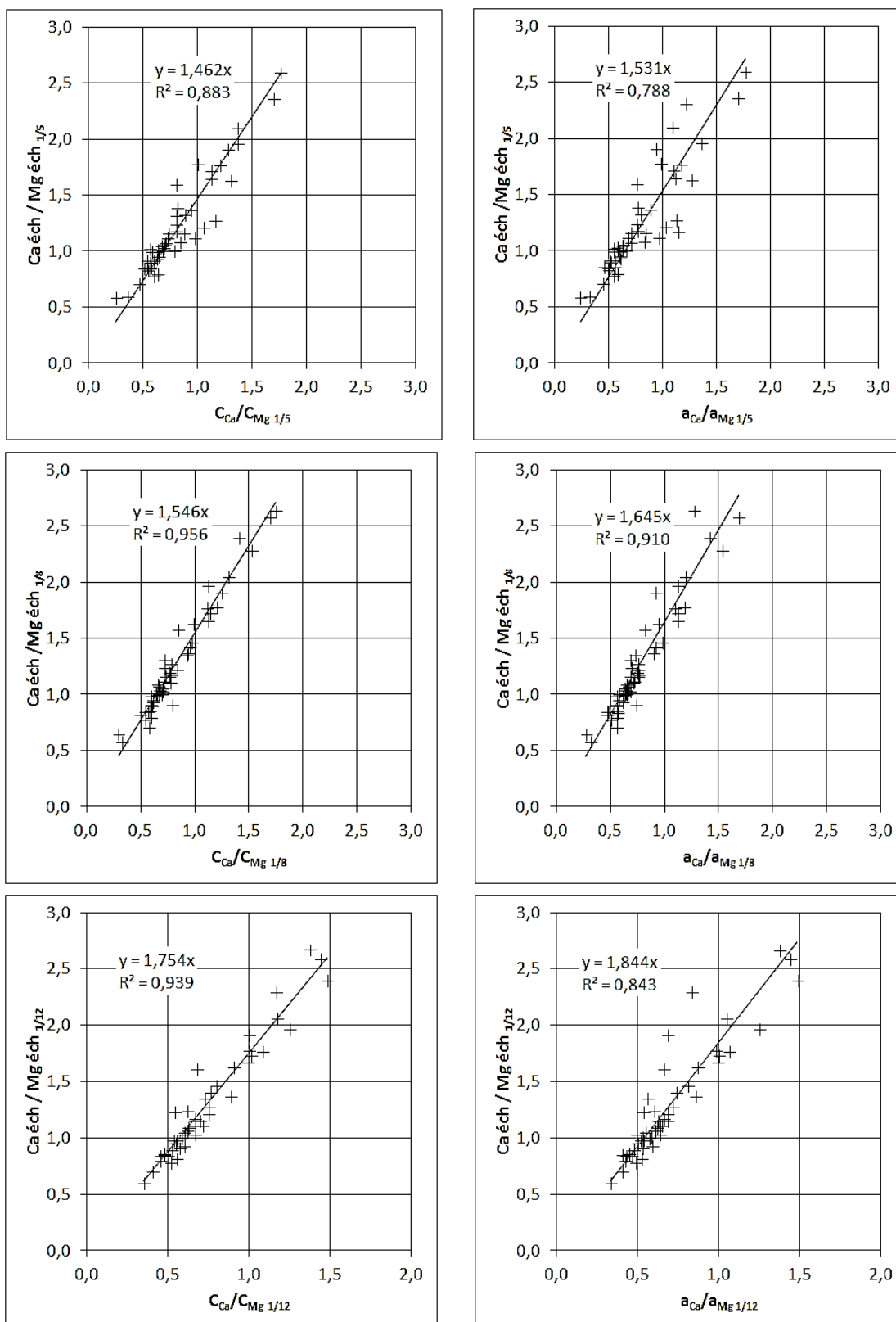


Figure 5.32 (Suite): Relation entre les rapports des cations Ca et Mg en phase surface et en phase solution pour les cinq rapports sol/eau et pour toutes les solutions combinées (à gauche : en utilisant les rapports des concentrations molaires en solution ; à droite : utilisant les rapports d'activités en solution)

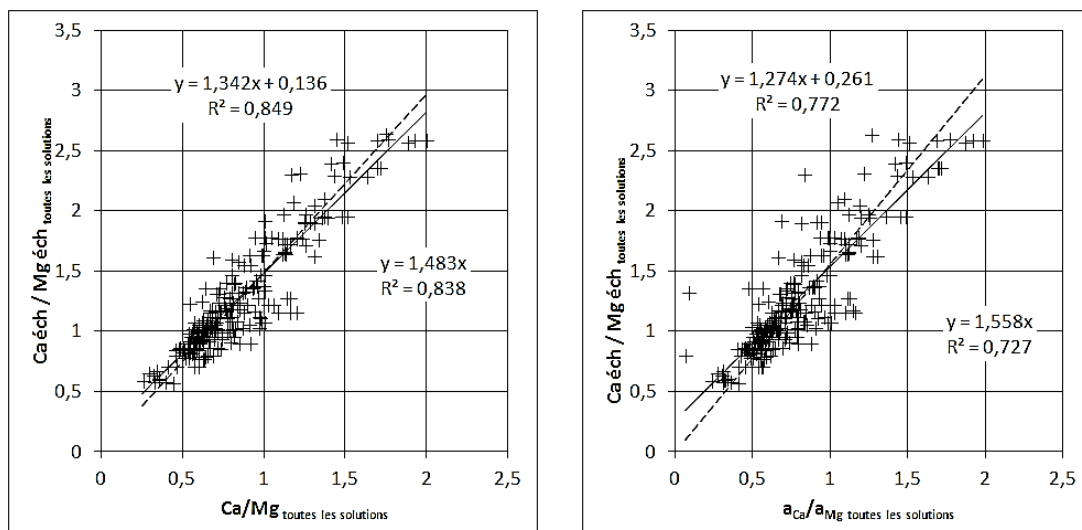


Figure 5.32 (Suite): Relation entre les rapports des cations Ca et Mg en phase surface et en phase solution pour les cinq rapports sol/eau et pour toutes les solutions combinées (à gauche : en utilisant les rapports des concentrations molaires en solution ; à droite : utilisant les rapports d'activités en solution)

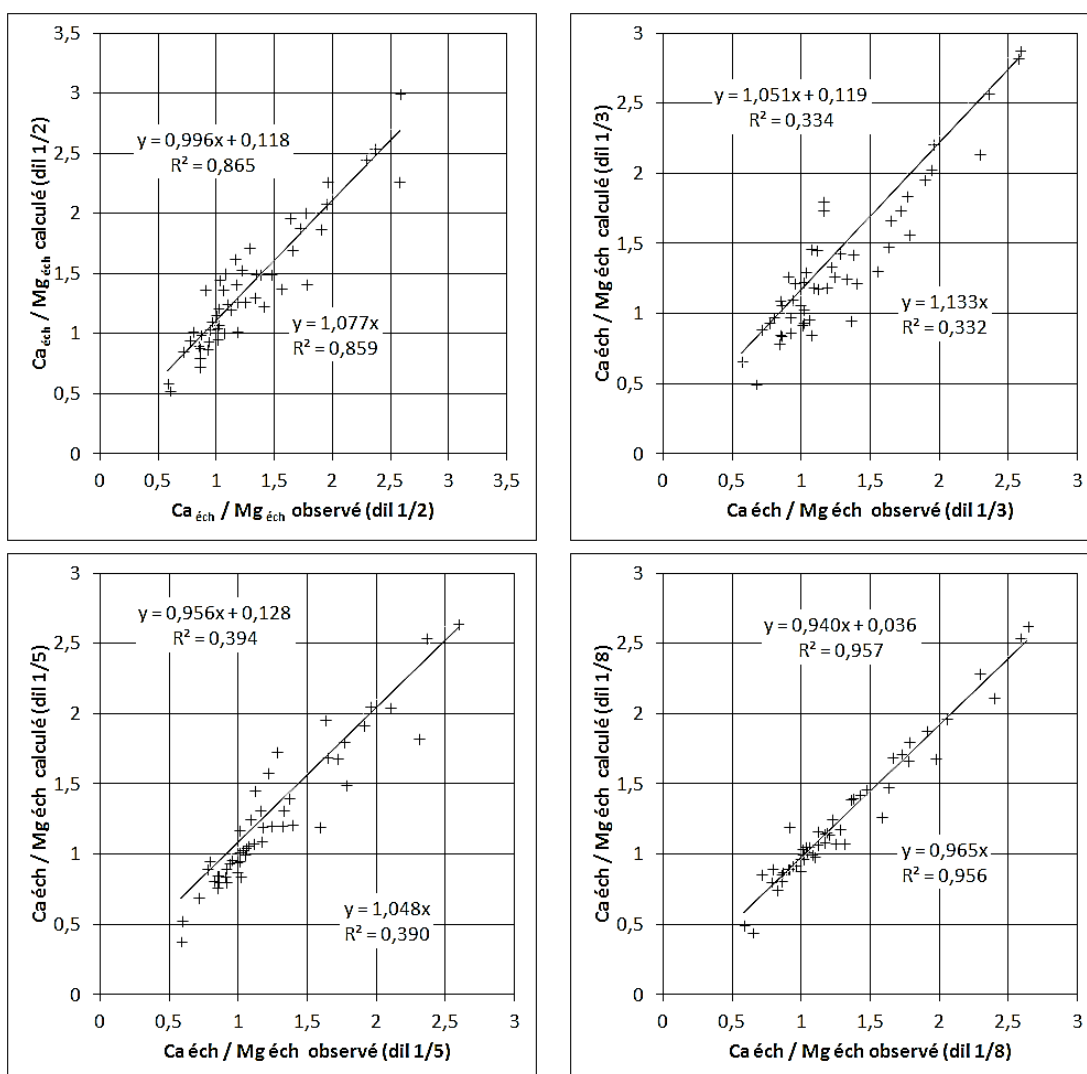


Figure 5.33: Comparaison entre les valeurs du rapport entre le calcium échangeable et le magnésium échangeable calculées en utilisant un coefficient de sélectivité de 1,5 et celles de ce rapport observées expérimentalement

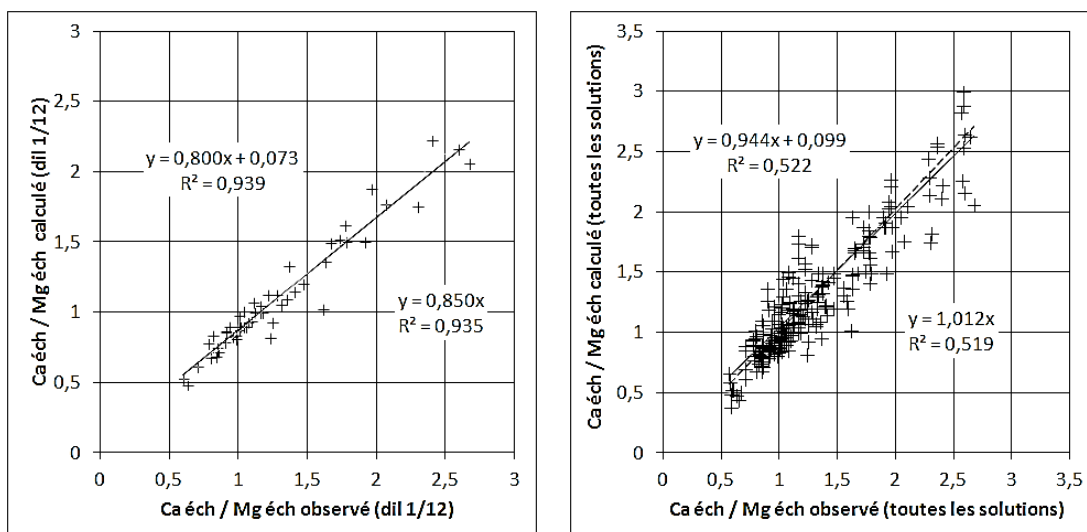


Figure 5.33 (Suite) : Comparaison entre les valeurs du rapport entre le calcium échangeable et le magnésium échangeable calculées en utilisant un coefficient de sélectivité de 1,5 et celles de ce rapport observées expérimentalement

5.3.7.4. Synthèse sur les équilibres d'échange cationique

Les coefficients de sélectivité de Gapon pour les faibles sodicités (K_G' et $K_G'^*$), de Vanselow (K_V et K_V'), de Gaines et Thomas (K_C et K_C') pour l'échange Na - (Ca+Mg) et les coefficients de sélectivité K_V et K_C pour l'échange Ca - Mg établis pour chaque dilution sont repris dans le tableau 5.6.

En observant l'évolution des coefficients de Vanselow et de Gaines et Thomas avec la dilution pour l'échange Na - (Ca+Mg), on se rend compte qu'ils diminuent légèrement avec l'augmentation du niveau d'humidité ; ce qui traduit l'accroissement de la préférence du Ca avec la dilution. Cette tendance serait liée à la minéralogie propre de nos sols. L'augmentation de l'affinité de l'échangeur pour Ca par rapport à Na avec la dilution a été observée par Shainberg et al. (1980) et Kopittke et al. (2006) pour une montmorillonite de Wyoming. Ces auteurs ont attribué cette tendance aux changements du potentiel électrique de la double couche diffuse des surfaces internes (entre les feuillets d'argile). Pour ce type de surfaces d'échange, l'augmentation du potentiel électrique qui accompagne la dilution cause une augmentation de la préférence du Ca ; et inversement, la diminution du potentiel électrique à la faible dilution provoque la préférence du Na.

Nonobstant ce qui précède, les coefficients de sélectivité établis pour toutes les cinq dilutions ne sont pas si éloignés pour mettre en cause la validité d'une valeur unique surtout pour K_V et K_C . Les gammes de variation de K_V (entre 0,38 et 0,52) et de K_C (entre 0,21 et 0,31) ne sont pas assez étendues pour empêcher la validité des coefficients uniques $K_V = 0,5$ et $K_C = 0,3$ établis pour toutes les solutions.

Le coefficient de sélectivité pour le calcium par rapport au magnésium affiche des légères augmentations au fur et à mesure que l'humidité augmente. Cette tendance signifierait qu'au fur et à mesure que le complexe d'échange se sature en Ca avec l'augmentation de la force ionique, son affinité pour le Ca diminue. Cette observation corrobore avec celle faite par Curtin et al. (1998) sur les prairies à dominance smectitique du Canada. Dans cette étude, les augmentations de K_V sont plus importantes dans les grandes dilutions que dans les faibles dilutions, ce qui traduirait la présence des sites aux grandes affinités pour le Ca ; qui pourraient provenir de la matière organique dont l'affinité plus grande au Ca qu'au Mg est connue (Curtin et al., 1998 ; Fletcher et al. 1984a).

Tableau 5. 6: Variations des coefficients de sélectivité avec la dilution

Rapport Sol/eau	ESP/SAR	ESP/SAR*	K_G'	$K_G^{*'} $	K_V	K_V'	K_C	K_C'	K_{CaMg}	K_{CaMg}^*
1/2	1,118	23,072	0,0119	0,292	0,516	0,553	0,305	0,289	1,341	1,406
1/3	1,511	23,712	0,0133	0,329	0,524	0,635	0,308	0,289	1,345	1,410
1/5	1,044	23,699	0,0112	0,2673	0,510	0,537	0,294	0,278	1,462	1,531
1/8	0,982	23,218	0,0119	0,274	0,489	0,509	0,277	0,267	1,546	1,645
1/12	0,744	18,247	0,0082	0,22	0,378	0,485	0,210	0,249	1,751	1,843
Toutes les solutions	1,019	22,649	0,0115	0,283	0,492	0,508	0,286	0,253	1,483	1,558

K_G' , $K_G^{*'}$, K_V' , K_C' se réfèrent aux faibles valeurs de SAR ou SAR*

5.4. Conclusion

Cette étude avait pour objectif d'établir les paramètres d'échange ionique et de solubilité des minéraux et de les intégrer dans un modèle permettant le calcul de la composition de la solution et du complexe d'échange à une teneur en eau quelconque. Elle avait en outre l'objectif d'évaluer l'effet du rapport sol/eau sur les variables pédochimiques de la solution et du complexe d'échange.

Elle a procédé par l'analyse des cations extractibles, des cations solubles à cinq rapports sol/eau et des cations échangeables calculés par la différence entre les deux précédents types de variables. Des valeurs de pH et de CE à ces niveaux d'humidité ont été également analysées.

Les résultats obtenus ont montré que les sols étudiés présentent une réaction alcaline avec des pH dépendant de divers processus notamment les teneurs en (bi)carbonates. A un même rapport sol/eau de 1/5, les pH des solutions extraites après 12 heures d'équilibrage se sont révélés un peu plus faibles que les pH des suspensions sol/eau mélangées pendant 1 heure.

La CE des solutions extraites à un rapport sol/eau donné est légèrement supérieure à celle des suspensions au même rapport. Du fait de la variation du facteur qui la lie à la somme des charges cationiques ou anioniques et d'une probable dissolution des minéraux solubles comme la calcite et le gypse, l'augmentation de la dilution provoque des diminutions de CE légèrement inférieures à celles qui sont prévues par la loi de simple dilution.

L'analyse de la composition ionique de la solution a révélé une particularité pédochimique des sols de la Basse Rusizi ; ce sont des sols qui présentent un faciès carbonato-sulfaté à dominance sodique avec des proportions remarquables en Mg et en Ca et des faibles représentations de K, de Cl, de NO_2 , de NO_3 et de F.

Les concentrations des cations divalents solubles par unité de masse de sol diminuent quand la dilution augmente alors que celles des cations monovalents affichent une augmentation concomitante. Hormis les ions (bi)carbonatés dont les teneurs augmentent avec la dilution, tous les autres anions ne montrent pas de fluctuation en fonction des quantités d'eau.

L'examen des teneurs en cations échangeables a relevé des augmentations des niveaux des cations échangeables divalents et des diminutions des monovalents quand la teneur en eau augmente. Ces observations corroborent avec la théorie des échanges ioniques. L'ESP diminue avec l'augmentation de l'humidité ; sa valeur à une teneur en eau quelconque peut être calculée selon une équation bien établie par la présente étude.

Disposant d'une grande collection de sols aux propriétés diversifiées, il a été possible de modéliser les relations d'échange cationique entre la solution et le complexe d'échange. L'application du formalisme de Gapon a révélé que le coefficient de Gapon n'est pas constant, contrairement à ce que prévoit l'USDA (1954), mais qu'il augmente avec l'augmentation de la charge sodique de l'échangeur. Nonobstant cette instabilité de K_G , un coefficient constant pouvant être pratique a été trouvé pour des faibles valeurs de Na.

Au-delà des considérations théoriques, une autre forme d'équation empirique de type linéaire mais non conforme à la rigueur thermodynamique pourtant applicable à la prédiction d'ESP à partir du SAR a été établie.

Si le coefficient de Gapon n'est pas constant pour toute la gamme de sodicité, il n'en est pas de même pour les coefficients de Vanselow et de Gaines et Thomas. Ceux-ci se

sont révélés constants pour toutes les dilutions avec des valeurs pratiques de 0,5 et 0,3 respectivement.

La présente étude a aussi montré que, bien qu'une multitude de recherches sur les équilibres d'échanges ioniques considèrent les cations Ca et Mg comme présentant des comportements de sélectivité identiques, le complexe d'échange des sols de la Rusizi affiche une préférence pour Ca par rapport à Mg.

En définitive, les paramètres de la solution et du complexe d'échange pour les sols de Mugerero peuvent être bien établis pour n'importe quelle dilution en recourant aux mesures faites à la dilution 1/2 et aux relations mathématiques établies par cette étude. De même, les coefficients de sélectivité uniques K_V et K_C , établis pour les contextes des sols considérés, peuvent être utilisés dans des modèles hydro-géochimiques globaux afin de modéliser les mécanismes de transfert de masse et les réactions géochimiques à des fins d'irrigation et/ou pour modéliser l'évolution de la salinité de la localité étudiée.

Chapitre 6. Effets de l'engorgement de sols affectés par la salinité sur leurs propriétés physico-chimiques

Les caractéristiques des sols de Mugerero telles que montrées aux chapitres 3 et 5 ont été déterminées en conditions ouvertes à l'air. Dans ce chapitre, nous évaluerons la cinétique des propriétés chimiques de la solution au cours de l'anaérobiose qui caractérise la riziculture irriguée. Par ailleurs, nous évaluerons les différences qui existeraient entre les propriétés établies en conditions anaérobies et celles qui sont déterminées en conditions ouvertes à l'air au chapitre 5. Nous évaluerons les différences qui existeraient, pour les facteurs analysés en anaérobiose, entre les parcelles rizicoles et les parcelles abandonnées d'une part, et entre les horizons des profils pédologiques d'autre part, comme procédé au chapitre 3 pour les variables physico-chimiques de ces catégories de sols déterminées en conditions aérobies.

Résumé

Les changements des propriétés chimiques des solutions des sols halomorphes soumis à un engorgement en anaérobiose ont été suivis sur base des analyses chimiques faites après incubation des suspensions de sol au rapport sol/eau de 1/5 à 30°C à l'obscurité dans des tubes à centrifuger de 50 ml. Les échantillons utilisés ont été prélevés sur les sols halomorphes du périmètre rizicole de Mugerero. L'expérience s'est déroulée en deux étapes. La première consistait à suivre l'évolution des propriétés de la solution de six sols pendant 7 semaines d'incubation. Après 1, 3, 6, 10, 15, 21, 28, 35 et 42 jours d'incubation, le pH, le potentiel redox (Eh) et la conductivité électrique (CE) étaient mesurés avec les électrodes spécifiques tandis que les cations solubles (Ca, Mg, Na, Fe, Mn, K et Na) et les anions totaux solubles (P et S) étaient dosés par ICP-AES. La deuxième étape était d'évaluer les effets de l'incubation d'une période fixe de 4 semaines sur les variables de la solution et du complexe d'échange et sur les équilibres d'échange ionique. Elle a concerné 53 échantillons de sols (19 échantillons composites de surface et 34 échantillons issus des profils pédologiques). Les analyses chimiques effectuées concernaient les variables de solution susmentionnées auxquelles on a ajouté celles des anions solubles (Cl et SO₄) et des cations échangeables (extraits par le NH₄Cl, 1M). Les paramètres de solution ont été comparés à ceux qui ont été déterminés dans des conditions ouvertes à l'air. Les résultats sur la cinétique des propriétés de la solution (première étape) montrent que les pH tendent vers la neutralité (pH de 7) quelle que soit la valeur originale. Des augmentations de la CE et des cations solubles Ca, Mg et Mn ont été observées au cours de l'incubation. Le fer et le P montrent des similarités de libération avec la durée d'incubation. Le potentiel redox a diminué rapidement dans toutes les 6 solutions avant de se stabiliser aux valeurs faibles généralement < 0mV. Dans les solutions incubées pendant 28 jours (seconde étape), une dominance des ions Na et SO₄ a été remarquée. Le pH était compris entre 6 et 9. Probablement à cause des pH élevés qui occasionnent la précipitation des carbonates de fer et de manganèse, des faibles valeurs de Fe et de Mn (quelque fois nulles) ont été notées. En comparaison avec les variables des conditions aérobies, les concentrations des cations Ca et Mg des solutions incubées sont plus élevées que celles des solutions non incubées tandis que celles du Na et de K n'ont augmenté que dans les solutions au teneur en carbone organique > 0,7%. Les concentrations en chlorures et en sulfates n'ont presque pas changé suite à l'anaérobiose. Le potentiel redox varie entre -56 mV et +236 mV ; la plupart des solutions (36 sur les 53) ont des Eh > 100 mV tandis qu'un petit nombre (6 solutions sur les 53) ont des Eh négatifs. Les faibles valeurs d'Eh sont observées pour les sols au taux de carbone organique relativement élevé. Que ce soit pour l'échange Na - (Ca+Mg) ou pour l'échange Na - (Ca+Mg+Fe+Mn), l'application de l'équation de Gapon (K_G) donne les mêmes renseignements que ceux qui sont donnés pour l'échange Na - (Ca+Mg) en conditions aérobies: ce coefficient n'est pas constant mais augmente avec l'augmentation de la charge sodique. De même, les coefficients de sélectivité de Vanselow (K_V) et de Gaines-Thomas (K_C) respectivement égaux à 0,85 et 0,39 ont été déterminés et conviennent mieux pour modéliser les équilibres d'échange susdits. Il est à remarquer que ces coefficients sont du même ordre de grandeur de ceux qui

ont été établis en conditions ouvertes à l'air et que la prise en compte des cations Fe et Mn ne montre aucune importance du fait de leurs valeurs faibles.

Abstract

Changes in chemical properties induced by submergence of salt-affected soils were monitored by incubating aqueous suspensions of Mugerero paddy soils in centrifuge tubes at 30°C in the dark. The study is conducted in two stages: The first step is the follow up the kinetic of properties of soluble phase of six soil samples during 7 weeks. Soil solutions were extracted by centrifugation successively after 1, 3, 6, 10, 15, 21, 28, 35 and 42 days of incubation. Then, pH, redox potential (Eh), electrical conductivity (CE) were measured using specific electrodes, soluble cations (Ca, Mg, Na, Fe, Mn, K, and Na), and anions (P and S) were measured using ICP-AES. In the second step, 53 soil samples from the same area were incubated in the same manner for 4 weeks. Extracted solutions were then analyzed for the above-mentioned parameters. These analyses have been complemented with soluble anions (Cl and SO₄) and exchangeable cations (extracted with NH₄Cl, 1M) analyses. All these parameters have been checked against those determined in non-incubated soils. The results of kinetics of chemical properties showed that, during incubation, the alkaline pH decreased whereas acid or slightly acid pH increased and tends to stabilize near neutrality for the two cases. The CE of soil solutions increased with waterlogging period. At the same time, Ca, Mg and Mn increase were observed. Fe and total P contents showed similarities in variation with incubation duration. Eh decreased rapidly in all solutions and leveled off after. Chemical properties of incubated soils for 4 weeks (second step) show that pH comprises between 6 and 9 after incubation. Eh values ranged from -56 mV to +236 mV and are related to organic carbon content. Most of the solutions (36 of 53 solutions) have Eh > 100 mV while a few of them (6 of 53 solutions) have negative values. Ca and Mg are higher in solutions extracted from incubated soils than in non-incubated solutions whereas Na and K increased only in case of organic carbon content > 0.7%. Sulfates and chloride concentrations in solution have not markedly changed during incubation. Probably due to high value of pH that could have induced precipitation of Fe and Mn as carbonates minerals, Fe and Mn have low contents in the incubated solutions and exchange phase. Whether for Na - (Ca+Mg) exchange or for Na - (Ca+Mg+Fe+Mn) exchange, Gapon selectivity coefficient (K_G) is not constant and increases with increase of sodium load while Vanselow coefficient (K_V) of 0.85 and Gaines-Thomas coefficient (K_C) of 0.39 fitted well for modeling the above cation exchange equilibria. It is noticed that these coefficients are not far different from $K_V = 0.5$ and $K_C = 0.3$ that characterize the above equilibria in case of aerobic conditions for these soils.

6.1. Introduction

Le riz est la plus importante culture alimentaire du monde en développement. Il est l'aliment de base de plus de la moitié de la population mondiale (Tonini et Cabrera, 2011). La riziculture irriguée est la forme de riziculture la plus productive. Au Burundi, ce type de riziculture est pratiqué dans la plaine de l'Imbo grâce aux facilités offertes par la topographie de cette plaine et la présence de rivières permettant une irrigation par gravité.

En conditions inondées, les microorganismes aérobies consomment rapidement tout l'oxygène disponible dans la solution du sol et cessent ensuite tout développement (Vizier, 1971). Ce sont alors les microorganismes anaérobies (facultatifs ou stricts) qui peuvent continuer à survivre en utilisant d'autres éléments comme accepteurs d'électrons parallèlement à l'oxydation du carbone organique qui est leur source d'énergie. Il s'en suit successivement la réduction des nitrates, du dioxyde de manganèse, des composés ferriques et des sulfates (Ponnamperuma, 1972). Ces phénomènes réducteurs aboutissent à une augmentation des teneurs en Mn^{2+} et en Fe^{2+} . Le Fe^{III} présent sous forme d'oxydes et/ou d'hydroxydes est réduit en Fe^{2+} dont la mobilité est plus grande que sa forme oxydée. Les augmentations des concentrations en Fe^{2+} et en Mn^{2+} dans la solution s'accompagnent d'une augmentation de la force ionique de la solution et de leur entrée en compétition avec les cations fixés sur le complexe d'échange (Lu et al., 2004). Le potentiel d'oxydoréduction (Eh) baisse généralement après inondation d'un sol sec pour se stabiliser après quelques semaines, indiquant une absence d'oxygène moléculaire dans les sols submergés (Ponnamperuma, 1972). Le pH des sols acides augmente par inondation tandis que le pH des sols basiques diminue. Vizier (1971) signale toutefois que ces variations de pH se manifestent essentiellement dans les horizons dont le taux de matière organique est d'au moins 1%.

Les propriétés physico-chimiques des sols de Mugerero ont été présentées dans les chapitres précédents. Il en est de même des fluctuations des équilibres d'échange et de solubilité en fonction de la dilution. Ces propriétés sont le résultat d'analyses faites en conditions aérobies. Les sols rizicoles de Mugerero subissent durant une période d'au moins 4 mois par an une inondation par l'eau d'irrigation, il est important d'investiguer les réactions d'échange qui se développent dans les conditions d'engorgement d'eau pour ces sols. Une autre caractéristique non moins importante à signaler est l'existence d'une nappe suspendue dans ces sols au-dessus d'une couche compacte à moins de 2 m de profondeur (Frankart et Herbillon, 1971). Ces conditions

imposent à ces sols des conditions d'anaérobiose d'intensité variable induisant des réactions chimiques spécifiques. Divers auteurs se sont penchés sur la physico-chimie des sols engorgés (Vizier, 1971 ; Ponnamperna, 1972 ; Favre et al., 2002 ; Boivin et al., 2002 ; Lu et al., 2004 ; Kyuma, 2004) mais peu de recherches ont abordé les échanges ioniques qui s'opèrent dans ces conditions. L'objectif de ce travail est d'examiner les effets des conditions d'anaérobiose sur la dynamique du pH, du potentiel redox et de la composition de la phase solution, d'évaluer les modifications concomitantes de la garniture ionique sur le complexe d'échange et les changements dus à l'engorgement sur les équilibres entre la solution et le complexe d'échange. Il est mené à travers des mesures faites sur sols incubés au laboratoire.

6.2. Matériels et méthodes

6.2.1. Sols utilisés

Cette étude sur les changements des propriétés chimiques des sols périodiquement inondés a été faite sur base des analyses chimiques des mêmes échantillons que ceux qui ont été utilisés dans le chapitre 3 (sur la caractérisation des sols). En guise de rappel, ils ont été prélevés dans 19 parcelles du périmètre rizicole de Mugerero. Les parcelles choisies comprennent 13 parcelles rizicoles et 6 parcelles anciennement rizicoles mais déjà abandonnées suite à la salinisation progressive et occupées par des végétations naturelles non cultivées. La collection d'échantillons analysés comprend 19 échantillons composites de surface issus de toutes ces parcelles d'étude et 34 échantillons issus des horizons des profils pédologiques creusés sur une parcelle rizicole et sur trois parcelles abandonnées. Les échantillons prélevés ont été séchés à l'air libre et tamisés à 2 mm avant de passer aux traitements et analyses chimiques.

6.2.2. Suivi de la cinétique des propriétés chimiques des solutions des sols au cours de l'incubation en anaérobiose

A titre d'expérience préliminaire visant à fixer les conditions de traitement des 53 échantillons de sols, six échantillons composites de surface aux propriétés contrastées ont été choisis. Leurs caractéristiques sont données dans le tableau 6.1. Il s'agit des propriétés déjà décrites au chapitre 3 auxquelles s'ajoutent les résultats d'analyse minérale totale (attaque successive à chaud des échantillons de sols secs broyés par un mélange de HF et de HNO₃ et par HClO₄, suivie de la solubilisation du résidu à l'eau régale) (Sahwney et Stilwell, 1994) et des compositions des extraits d'oxalate d'ammonium (Blakemore et al., 1987) et de Dithionite-Citrate-Bicarbonates (DCB) (Mehra et Jackson, 1960). L'oxalate d'ammonium dissout les complexes inorganiques

ou formes mal cristallisées de Fe, d'Al ou de Si (formes amorphes et cryptocristallines : oxydes et hydroxydes) ainsi que les complexes organiques, tandis que la méthode au DCB permet de dissoudre toutes les formes libres d'oxydes de fer (amorphes et cristallines) sans détériorer les argiles silicatées.

Les échantillons utilisés proviennent aussi bien des parcelles rizicoles (sols 1, 3, 4 et 5) que des parcelles déjà abandonnées (sols 15 et 18). Il n'est pas sans intérêt de rappeler d'une manière succincte leurs principales propriétés physico-chimiques. Les sols 1 et 18 ont des pH inférieurs à 7 tandis que les autres sols ont des pH alcalins. Les sols 3 et 4 sont dominés par les ions bicarbonates parmi les anions tandis que les autres sols sont dominés par les sulfates. Les sols 3 et 18 ont la particularité d'avoir une grande teneur en fer libre et total par rapport aux autres. Le sol 15 présente une salinité plus élevée que les autres, une plus grande teneur en sable et une sodicité élevée. Le sol 5 est quant à lui caractérisé par des teneurs élevées en argile, en matière organique et en carbonates totaux CaCO_3 .

Les échantillons de ces six sols ont été soumis à l'incubation à 30°C durant des périodes croissantes selon le protocole décrit ci-après. Dans un tube à centrifuger de 50 ml, on a pesé une masse de 9 g de sol tamisé à 2 mm et on a ajouté 45 ml d'eau déminéralisée. Neuf tubes par échantillon ont été préparés de cette manière. Les tubes ont été fermés hermétiquement pour empêcher tout contact avec l'air et incubés à 30°C à l'obscurité pour avoir des conditions optimales à l'activité microbienne. Ces suspensions de sols ont été homogénéisées quotidiennement par agitation manuelle pendant une minute. Après 1, 3, 6, 10, 15, 21, 28, 35 et 42 jours, une solution par échantillon était extraite par centrifugation à 2700 g pendant 45 minutes après homogénéisation de la suspension sur agitateur va-et-vient pendant 30 minutes. Les solutions décantées étaient filtrées sur papier Whatman n°41. Le potentiel redox (Eh), le pH et la conductivité électrique (CE) étaient directement mesurés dans une partie de l'extrait (à peu près 20 ml). Un volume de 15 ml était réservé au dosage des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{2+} , K^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+}) et des anions (P et S) par spectroscopie d'émission atomique à plasma (ICP-AES). Le volume ayant servi à la mesure du pH, de Eh et CE a été exposé à l'air libre pendant 5 jours au cours desquels le pH et le Eh étaient journallement mesurés.

6.2.3. Détermination des changements des propriétés physico-chimiques de sols incubés en anaérobiose pendant une durée fixe

Des suspensions au rapport sol/eau 1/5 de tous les 53 échantillons de sols ont été préparées (un seul tube par échantillon sans répétition) comme décrit dans le

paragraphe précédent, et mises en incubation à 30°C pour une période de 4 semaines fixée sur base des résultats déjà acquis dans l'expérience cinétique pour l'analyse de la composition de la solution d'équilibre et du complexe d'échange. Après incubation de 4 semaines, les extraits obtenus par centrifugation ont été soumis aux mêmes analyses que celles décrites ci-haut pour l'étude de la dynamique de libération des éléments chimiques suite à l'anaérobiose. Les analyses cationiques ont été complétées par celles des anions non carbonatés (F, Cl, NO₃, NO₂, PO₄ et SO₄) par chromatographie ionique en phase liquide à haute performance (HPLC). Les concentrations en CO₃ et en HCO₃ ont été estimées à partir du bilan ionique entre la somme des cations et la somme des anions.

En outre, dans l'optique de déterminer les effets de l'incubation sur la composition du complexe d'échange en général et la part prise par les cations Fe et Mn en particulier, les culots de sol restant dans les tubes à centrifuger après décantation des solutions d'équilibre ont été soumis à une extraction rapide des cations échangeables selon la méthode proposée par Shuman et Duncan (1990) avec NH₄Cl, 1M. Pour cet effet, un volume de 40 mL de NH₄Cl, 1M a été ajouté dans le tube à centrifuger contenant le culot. Le mélange a été vigoureusement homogénéisé à la main pendant 2 minutes puis sur agitateur va-et-vient pendant 60 minutes avant de passer à la centrifugation pendant 30 minutes. La solution extraite était directement acidifiée avec HNO₃, 0,5% pour éviter une réoxydation ou une précipitation du Fe²⁺ et Mn²⁺.

Les changements des propriétés chimiques occasionnés par l'incubation ont été évalués par des comparaisons de leurs valeurs (mesurées en anaérobiose) avec celles qui ont été mesurées en conditions ouvertes à l'air au même rapport sol/eau 1/5 telles que commentées au chapitre 5. Pour comparer les parcelles rizicoles et les parcelles abandonnées d'une part, et les horizons des profils pédologiques d'autre part, une analyse de la variance a été conduite pour les variables chimiques étudiées en recourant au logiciel SAS Enterprise Guide 5.1. Lorsqu'un facteur s'est révélé significatif au seuil de 5%, les moyennes étaient comparées en utilisant les tests multivariés de Student-Newman Keuls.

Tableau 6.1: Caractéristiques physico-chimiques des échantillons de sols utilisés pour l'expérience sur la cinétique de modification des caractéristiques de la solution des sols sous engorgement

	Variable	Unité	sol 1	sol n° 3	sol n° 4	sol n° 5	sol n° 15	sol n° 18
Propriétés générales	Sable	%	69,90	59,70	72,60	23,50	76,20	67,00
	Limon	%	10,10	9,90	8,00	10,50	8,70	12,70
	Argile	%	20,00	30,40	19,40	65,90	15,10	20,30
	C.O.	%	1,62	1,23	0,51	2,23	0,82	1,34
	CaCO ₃	%	0,23	0,52	0,51	3,23	1,12	0,38
	CEC-Na	cmolc/kg	17,08	20,50	16,07	50,26	10,74	17,17
Solution au rapport 1/5	pH H ₂ O	-	6,36	7,97	7,82	7,95	7,26	6,08
	CE	dS/m	0,45	0,31	0,18	1,23	5,23	0,34
	Ca ²⁺	mg/L	12,06	9,60	6,64	24,85	108,95	2,00
	Mg ²⁺	mg/L	9,15	5,17	2,28	16,14	186,90	1,66
	K ⁺	mg/L	3,76	1,40	1,02	4,30	4,18	1,63
	Na ⁺	mg/L	69,35	61,47	38,29	247,65	1009,01	66,35
	F ⁻	mg/L	0,00	3,26	2,35	1,31	0,00	1,11
	NO ₂ ⁻	mg/L	0,29	0,51	0,54	0,57	2,69	0,15
	NO ₃ ⁻	mg/L	1,01	0,36	1,20	10,70	5,69	0,36
	PO ₄ ³⁻	mg/L	0,19	0,32	0,10	0,00	0,00	0,11
	Cl ⁻	mg/L	2,83	1,28	0,96	3,47	27,09	1,44
	SO ₄ ²⁻	mg/L	188,71	52,61	7,99	505,19	3049,89	142,21
	HCO ₃ ⁻	mg/L	7,63	120,51	101,59	96,10	43,63	9,15
Complexe d'échange	Ca	cmolc/kg	7,46	12,48	11,84	27,68	4,09	7,18
	Mg	cmolc/kg	6,33	7,57	4,57	20,21	6,89	6,16
	K	cmolc/kg	0,24	0,08	0,05	0,81	0,05	0,27
	Na	cmolc/kg	0,28	0,62	0,25	4,51	2,85	1,27
Extrait d'oxalate	Al	mg/kg	538	607	524	1836	542	428
	Fe	mg/kg	862	1736	492	878	322	2030
	Mg	mg/kg	809	990	592	2856	3131	768
	Mn	mg/kg	137	134	127	243	124	166
	Si	mg/kg	118	339	238	780	316	203
Extrait de DCB	Al	mg/kg	482	504	434	1054	441	449
	Fe	mg/kg	1202	2647	1025	1558	667	2762
	Mg	mg/kg	800	998	594	2908	3144	677
	Mn	mg/kg	137	129	117	244	121	144
	Si	mg/kg	950	1289	898	1864	1519	1288
Minéralisation totale	Al	mg/kg	33582	46731	34650	78331	27466	42072
	Ca	mg/kg	2566	4243	3453	13988	2347	2551
	Fe	mg/kg	9566	15271	9869	26768	6847	12797
	K	mg/kg	7789	10235	7995	17394	6720	10295
	Mg	mg/kg	2785	4497	2965	10545	4739	3388
	Mn	mg/kg	204	216	193	404	175	234
	Na	mg/kg	5604	6252	5999	5636	10184	6320
	P	mg/kg	150	170	139	403	194	160
	S	mg/kg	582	261	89	1448	4957	421

C.O. = carbone organique

6.3. Résultats et discussion

6.3.1. Cinétique de modification des caractéristiques de la solution du sol suite à l'incubation en anaérobiose

Les valeurs des paramètres chimiques des solutions correspondantes aux 9 dates d'incubation sont données dans le tableau 6.8 en annexe. Les variables mesurées sont le pH, la CE, le Eh, les cations solubles (Ca, Mg, Na, K, Fe et Mn) et les anions solubles totaux (S et P). Dans cette section, les schémas d'évolution de ces variables chimiques au cours de l'incubation ainsi que les éventuelles similitudes de variation observées entre ces paramètres sont présentés.

6.3.1.1. Evolution du pH

La dynamique du pH des solutions au cours de l'incubation en anaérobiose est représentée à la figure 6.1. On remarque que les pH des sols 3, 4, 5 et 15, qui sont supérieurs à 7 en conditions ouvertes à l'air, diminuent avec le temps d'incubation et se stabilisent autour des valeurs proches de 7 après 3 semaines d'incubation. En même temps, les sols dont les pH en conditions aérobies sont inférieurs à 7 (sols 1 et sol 18) augmentent avec le temps d'incubation pour se stabiliser aux valeurs proches de 7 vers le 21^{ème} jour. Cette convergence des pH vers la neutralité pour les sols soumis aux conditions d'anaérobiose a été montrée par Ponnampetuma (1972) ; Kirk (2004) et Sahrawat (2005). La diminution des pH des sols calcaires et sodiques est attribuée aux protons générés par les processus de précipitation des ions métalliques, solubilisés par les réactions de réduction, sous forme de carbonates, d'hydroxydes ou de sulfures (McBride, 1994). L'augmentation des pH acides en conditions d'engorgement quant à elle peut être expliquée par les réactions de réduction qui impliquent la consommation de protons H^+ ou la production d'ions hydroxyle OH^- au cours des processus de réduction (Narteh et Sahrawat, 1999 ; Kirk, 2004). Les valeurs de pH se stabilisent autour de 7 grâce à l'effet tampon du CO_2 par l'intermédiaire de la réaction $H_2CO_3 \rightleftharpoons HCO_3^-$ (McBride, 1994). Le tableau 6.2 reprend les principales réactions d'oxydoréduction impliquées dans la montée du pH dans de telles conditions.

Juste après l'exposition à l'air libre des solutions, leur pH augmente rapidement pour atteindre le palier dans les 24 heures qui suivent (Figure 6.2). Cette augmentation du pH est observée quel que soit le type de sol et la durée d'incubation en anaérobiose. La valeur finale atteinte après 5 jours d'exposition est supérieure au pH des solutions extraites en conditions ouvertes à l'air pour les six échantillons.

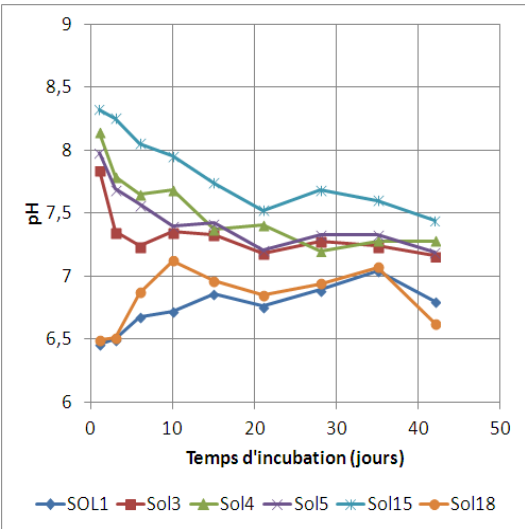


Figure 6.1: Evolution des pH des solutions de sols au cours de l'incubation

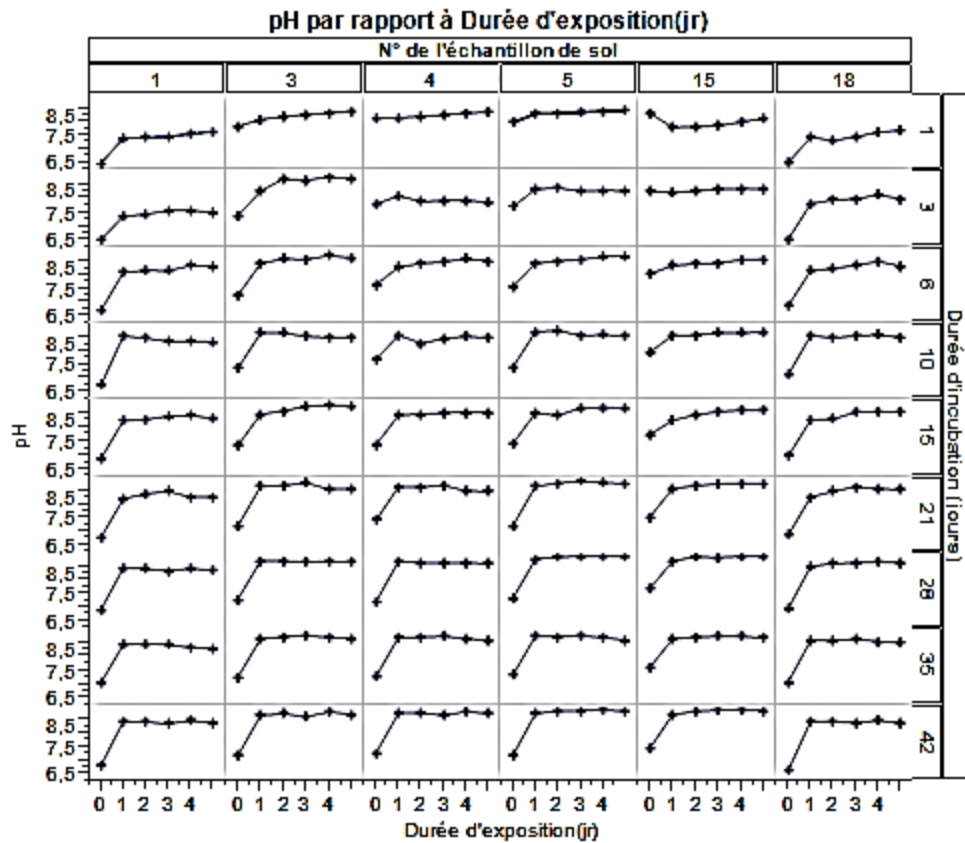


Figure 6.2: Evolution des pH des solutions exposées à l'air libre après incubation en anaérobiose

6.3.1.2. Evolution du potentiel d’oxydoréduction

Une réaction d’oxydoréduction est une réaction chimique au cours de laquelle se produit un échange d’électrons entre un réducteur (ou donneur d’électrons) qui cède les électrons et un oxydant (ou accepteur d’électrons) qui capte les électrons. Le donneur d’électrons est alors oxydé par la perte d’électrons tandis que l’accepteur en

devient réduit par le gain d'électrons. Une réaction d'oxydation est donc toujours couplée à celle de réduction ; c'est pourquoi ce genre de réactions sont parfois appelées « réactions redox ». L'état d'oxydoréduction d'un système peut être examiné de façon globale par la mesure du potentiel d'oxydoréduction (aussi appelé potentiel redox et symbolisé par E_h). C'est une grandeur qui indique la tendance de la solution de sol à céder des électrons ou à accepter des électrons des espèces chimiques ou des électrons introduits dans la solution (McBride, 1994). Plus la valeur de E_h est élevée plus le système est oxydant ; plus elle est basse, plus il est réducteur.

Une demi-réaction redox qui se passe dans l'environnement terrestre ou aquatique peut être représentée par l'équation de réduction suivante (Rappelons comme déjà dit ci-haut que cette réaction représentée dans cette équation doit naturellement être accompagnée par une autre réaction d'oxydation):



Où ox est l'oxydant ou accepteur d'électron, Rd est le réducteur ou donneur d'électron, m est le nombre d'ions d'hydrogène impliqués dans la réaction, et n est le nombre d'électrons impliqués dans la réaction.

Tableau 6.2: Principales réactions d'oxydoréduction dans les sols submergés et les valeurs des potentiels standards d'oxydoréduction E° et pE° associées à leurs demi-réactions

Demi-équations des réactions Redox	$E^\circ(V)$	$E_7^\circ(V)$	pE°	pE_7°
$O_2(g) + 4H^+ + 4e^- = 2H_2O$	1,23	0,82	20,8	13,8
$(1/5)NO_3 + (6/5)H^+ + e^- = (1/10)N_2 + (3/5)H_2O$	1,24	0,74	21,0	12,6
$(1/2)NO_3 + H^+ + e^- = (1/2)NO_2 + (1/2)H_2O$	0,83	0,42	14,1	7,1
$(1/8)NO_3 + (5/4)H^+ + e^- = (1/8)NH_4^+ + (3/8)H_2O$	0,88	0,36	14,9	6,2
$*(1/2)MnO_2(s) + (1/2)HCO_3^- + (3/2)H^+ + e^- = (1/2)MnCO_3(s) + H_2O$	1,12	0,50	19,0	8,5
$(1/2)MnO_2(s) + 2H^+ + e^- = (1/2)Mn^{2+} + H_2O$	1,23	0,40	20,8	6,8
$*FeOOH(s) + HCO_3^- + 2H^+ + e^- = FeCO_3(s) + H_2O$	0,73	-0,096	12,3	-1,67
$Fe(OH)_3(s) + 3H^+ + e^- = Fe^{2+} + 3H_2O$	1,06	-0,18	17,9	-3,13
$(1/2)CH_2O + H^+ + e^- = (1/2)CH_3OH$	0,24	-0,178	4,0	-3,01
$(1/8)SO_4^{2-} + (9/8)H^+ + e^- = (1/8)HS^- + (1/2)H_2O$	0,24	-0,221	4,1	-3,75
$(1/8)CO_2(g) + H^+ + e^- = (1/8)CH_4(g) + (1/4)H_2O$	0,16	-0,244	2,9	-4,14
$(1/6)N_2(g) + (4/3)H^+ + e^- = (1/3)NH_4^+$	0,27	-0,277	4,6	-4,69
$H^+ + e^- = (1/2)H_2(g)$	0,00	-4,413	0,0	-7,00
$(1/4)CO_2 + H^+ + e^- = (1/4)CH_2O + (1/4)H_2O$	-0,071	-0,484	-1,2	-8,2

*La concentration en HCO_3^- dans cette équation est fixée à $10^{-3}M$
(Sources: Ponnamperuma, 1972; Stumm et Morgan, 1996)

Dans les sols inondés, les réducteurs comprennent la matière organique et divers composés organiques ainsi que les composés inorganiques tels NH_4^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , CH_4 et H_2 . Les oxydants sont quant à eux constitués des substances inorganiques tels O_2 , NO_3^- , MnO_2 , FeOOH , SO_4^{2-} et HCO_3^- (Delaune et Reddy, 2005).

La réaction de réduction représentée à l'équation (6.1) peut être quantitativement définie par le changement de l'énergie libre de Gibbs (ΔG) par la relation :

$$\Delta G = \Delta G^\circ + RT \ln \left(\frac{\text{Rd}}{(\text{ox})(\text{H}^+)^m} \right) \quad (6.2)$$

Où ΔG° est la variation de l'énergie libre standard de Gibbs, R est la constante des gaz parfaits, et T est la température absolue.

L'équation de Nernst exprime la réaction de réduction en termes de l'énergie électrochimique en millivolts, en connaissant que $\Delta G = -nEF$, par l'équation :

$$E_h = E^\circ - \frac{RT}{nF} \ln \left(\frac{(\text{Rd})}{(\text{Ox})} \right) + \frac{mRT}{nF} \ln(\text{H}^+) \quad (6.3)$$

Où E_h est le potentiel de l'électrode, E° est le potentiel standard de la demi-cellule, F est la constante de Faraday, et les activités des composés oxydés ou réduits sont données entre parenthèses. En considérant une température de 25°C et en remplaçant R par $8,31 \text{ JK}^{-1}\text{mol}^{-1}$, F par $9,65 \cdot 10^4 \text{ C. mol}^{-1}$ et T par 298K , cette équation se simplifie en :

$$E_h(\text{mV}) = E^\circ - \frac{59}{n} \log \left(\frac{(\text{Rd})}{(\text{Ox})} \right) - 59 \frac{m}{n} \text{pH} \quad (6.4)$$

Cette équation montre que le potentiel redox augmente avec l'augmentation des composants oxydés, diminue avec l'augmentation des composés réduits, et augmente avec l'augmentation de l'activité du proton H^+ (ou diminution du pH).

La réaction de réduction représentée à l'équation (6.1) peut être définie par la constante d'équilibre :

$$K = \frac{(\text{Rd})}{(\text{Ox}) (e^-)^n (\text{H}^+)^m} \quad (6.5)$$

Cette relation peut s'écrire sous la forme logarithmique suivante :

$$\log(K) = \log(\text{Rd}) - \log(\text{Ox}) - n \log(e^-) - m \log(\text{H}^+) \quad (6.6)$$

Comme le pH est défini par $-\log(\text{H}^+)$, $-\log(e^-)$ peut être défini par pE (activité relative de l'électron) et, en réarrangeant, on obtient :

$$n pE + m pH = \log K - \log(Rd) + \log(Ox) \quad (6.7)$$

Connaissant que la variation de l'énergie libre qui accompagne la réaction de l'équation (6.1) est donnée par $\Delta G^\circ = -nE^\circ F$ lorsque tous les réactifs et les produits sont à l'état standard et que cette même variation peut être exprimée sous la forme $\Delta G^\circ = -RT \ln K$, on peut montrer que pE peut être calculé à partir de Eh par la relation :

$$pE = \frac{Eh(mV)}{59} \quad (6.8)$$

Les réactions redox sont à la base de la régulation des réactions biogéochimiques de l'environnement de la surface terrestre. Dans la réalisation de ce genre de réactions, les sols submergés sont généralement limités par les accepteurs d'électrons et possèdent un excès de donneurs d'électrons, et sont donc le siège des réactions de réduction. Après submersion, les accepteurs d'électrons sont successivement réduits en commençant par l'oxygène suivi par les nitrates et les composés du manganèse oxydé, et puis les composés de fer ferrique. Après la réduction du fer ferrique, ce sont les sulfates qui peuvent alors être réduits, et en dernier lieu le dioxyde de carbone est réduit en méthane (Ponnamperuma et al., 1967 ; Ponnamperuma, 1972 ; Delaune et Reddy, 2005). Au cours de ce processus de réduction, le potentiel redox diminue, passant des valeurs positives aux valeurs négatives. Tandis que le Eh des sols bien aérés est généralement supérieur à +400 mV, celui des sols continuellement inondés est généralement inférieur à +350 mV et peut atteindre des valeurs inférieures à -300 mV (Pezeshki et DeLaune, 2012 ; Pearsall et Mortimer, 1939).

Dans les six sols de Mugerero incubés en anaérobiose pour le suivi des changements électrochimiques, les valeurs d'Eh ont été mesurées au cours de l'incubation et sont montrées à la figure 6.3. Elles variaient entre +104 à +179 mV après une journée d'incubation. Elles ont ensuite rapidement diminué jusqu'aux valeurs comprises entre -97 et -23 mV après 15 jours d'incubation. Au même moment, les Eh des sols 1, 3, 4, 15 et 18 étaient au niveau minimal alors que celui du sol 5, plus riche en matière organique et en argile que les autres, l'a atteint après 21 jours d'incubation. On note que les Eh semblent se stabiliser après avoir atteint le minimum jusqu'à la fin de l'expérience pour les sols 1 et 5. Il y a eu par contre des remontées de Eh après le 21^{ème} jour pour les sols 3 et 15 et après 35 jours d'incubation pour le sol 18. Les chutes de potentiel redox durant les premiers temps d'anaérobiose sont reconnues être dues à la diminution rapide de l'oxygène par respiration des microorganismes aérobies stricts et anaérobies facultatifs. Les diminutions qui s'observent dans les périodes qui suivent

les premiers temps d'incubation sont attribuables aux espèces chimiques solubles telles que le fer ferrique et les composés manganiques.

L'examen des variations des concentrations des espèces chimiques solubles, du pH et du Eh au cours de l'incubation révèle des similarités des schémas d'évolution des pH et des Eh. Les deux variables diminuent au même moment et se stabilisent en même temps pour les sols aux pH alcalins tandis qu'ils évoluent en sens inverse tout en affichant des paliers au même moment pour les sols au pH inférieurs à 7. Des observations pareilles de stabilisation des pH au moment de l'arrêt des diminutions d'Eh ont été faites par les études antérieures notamment celle menée sur les sols acides par Takai et al. (1957), cité par Kyuma (2004) et celle de Narteh et Sahrawat (1999), et peuvent être expliquées par la relation (6.4).

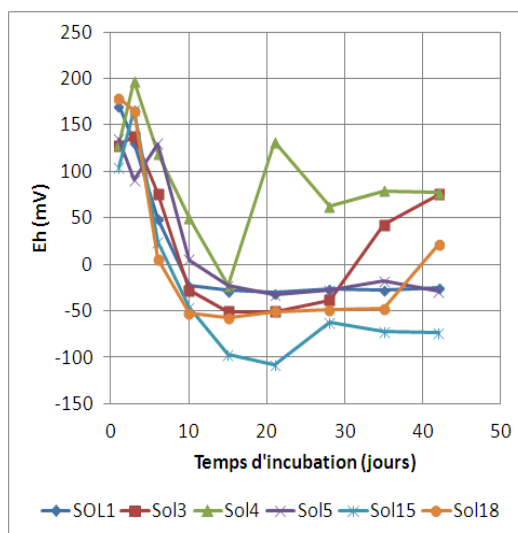


Figure 6.3: Evolution du potentiel redox des solutions au cours de l'incubation en anaérobiose

Par exposition à l'air libre, les Eh des solutions ont d'une manière générale augmenté et semble se stabiliser après une courte période d'un jour (Figure 6.4). Des cas de diminution de cette variable ont été notés pour quelques solutions incubées pendant une période relativement courte (1 à 6 jours). Les Eh qui s'étendaient dans une gamme variant entre -108 et 198 mV juste après extraction ont évolué vers des valeurs comprises entre 42 à 165 mV avec une moyenne de 116 mV après une journée d'exposition et entre 93 et 175 mV avec une moyenne de 133 mV après 5 jours d'exposition. Ces augmentations du Eh seraient la conséquence de l'oxydation des formes réduites de Fe, de Mn par l'O₂ de l'air.

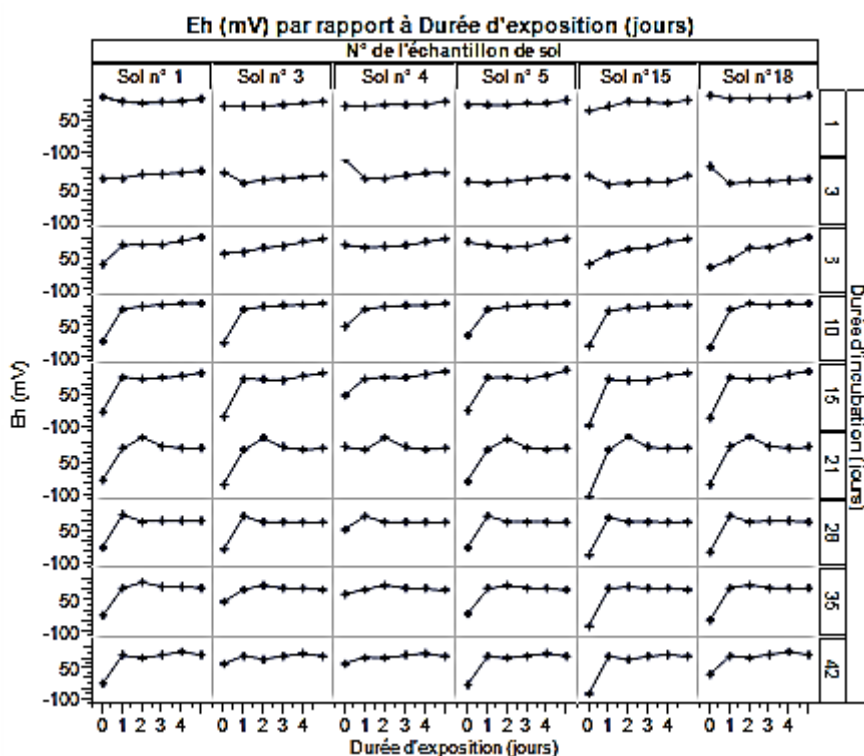


Figure 6.4: Evolution du potentiel redox des solutions exposées à l'air après incubation en anaérobiose

6.3.1.3. Evolution de la conductivité électrique

L'évolution des CE des solutions extraites au cours de la période d'incubation des sols dans l'eau est montrée à la figure 6.5. Sur cette figure, l'échelle des CE du sol 15 très chargé en sels est représentée à l'axe vertical secondaire. Dans tous les sols incubés, des augmentations de la CE sont observées au début de l'anaérobiose. Néanmoins, le schéma d'évolution n'est pas uniforme pour tous les sols : alors que les CE des sols 1, 3, 5 et 18 augmentent dès le début de l'incubation et atteignent des valeurs maximales après 10 jours, 21 jours, 35 jours et 15 jours respectivement, celles des sols 4 et 15 augmentent continuellement durant l'incubation avec une inflexion au 21^{ème} jour pour le sol 4.

6.3.1.4. Evolution des ions solubles

Les schémas d'évolution des concentrations des solutions incubées en cations solubles (Ca, Mg, Fe, Mn, Na et K) et en anions P et S sont montrés à la figure 6.6. On note que le Na se taille la plus grande part parmi les cations dans toutes les solutions extraites aux 9 dates d'extraction.

Les concentrations en Ca et en Mg solubles dans le sol 1 augmentent et atteignent les valeurs maximales après 10 jours d'incubation puis diminuent et atteignent une valeur stable au 15^{ème} jour. Les concentrations de ces éléments pour les sols 3 et 4

augmentent continuellement jusqu'à la fin de l'expérience. Pour le sol 5, ces variables augmentent et atteignent le maximum après 28 jours d'incubation; ce schéma est aussi affiché pour le Mg du sol 15. Dans le sol 18, ces deux variables augmentent remarquablement jusqu'au 15^{ème} jour et connaissent ensuite de faibles augmentations jusqu'au 35^{ème} jour et des diminutions jusqu'à la fin de l'expérience sur la cinétique au 42^{ème} jour.

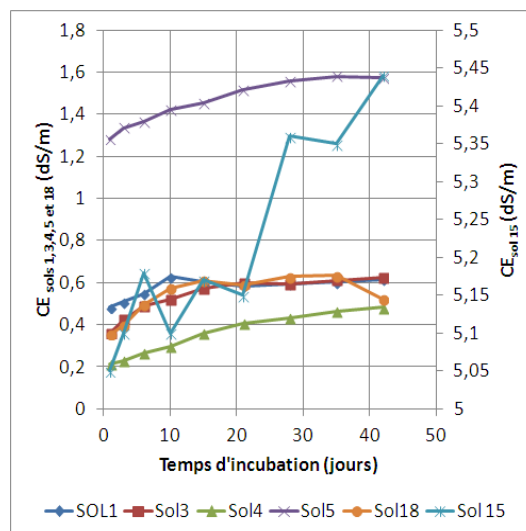


Figure 6.5: Evolution de la conductivité électrique des solutions au cours de l'incubation en anaérobiose

Les concentrations en sodium ont continué d'augmenter d'une manière générale dans tous les sols mais les augmentations sont faibles pour le cas des sols 1 et 5. Dans les solutions des sols 2, 3 et 18, le maximum est atteint après 28 jours d'incubation. Après cette date, l'évolution de la concentration en Na prend des schémas différents dans ces 3 sols : elle devient stable pour les sols 2 et 3 alors qu'elle diminue pour le sol 18. Dans le sol très salin (sol 15), la concentration en Na augmente au début de l'incubation puis diminue jusqu'à la valeur de 926 mg/L au 10^{ème} jour ; elle réaugmente jusqu'au maximum de 1022 mg/L au 28^{ème} jour et décroît ensuite jusqu'à la fin de l'expérience.

La dynamique du potassium au cours de l'incubation est caractérisée par une stabilisation des concentrations aux valeurs proches de 5 mg/L pour le sol 1 et situées entre 5 et 6 mg/L pour le sol 5. Dans les sols 4 et 15 par contre, on remarque que les concentrations en potassium diminuent jusqu'au 6^{ème} et 21^{ème} jour respectivement.

Les sols incubés ont affiché des comportements différents vis-à-vis de la libération du fer en solution. Les sols 1, 15 et 18 ont connu des augmentations en fer avec l'incubation les premiers jours avant de connaître des diminutions au 15^{ème} jour pour le sol 18, au 21^{ème} jour pour le sol 1 et au 28^{ème} jour pour le sol 15. Les sols 3 et 4, très

riches en bicarbonates, ont connu des diminutions en fer avec l'incubation, le sol 4 ayant atteint un palier minimal au 15^{ème} jour d'incubation.

Les teneurs en manganèse augmentent rapidement au début de l'expérience et atteignent le maximum après 10, 21, 21, 28, 28, 15 jours respectivement dans les solutions des sols 1, 3, 4, 5, 15 et 18. Des diminutions en teneurs de cet élément sont ensuite observées dans les sols 3, 4 et 18.

Les concentrations en phosphore évoluent suivant deux schémas dans les six sols. Elles connaissent des légères augmentations durant les premiers jours d'incubation pour les sols 1, 15 et 18 alors qu'elles diminuent dans les sols 3, 4 et 5. La concentration maximale en P est atteinte au 15^{ème} jour, date à laquelle commence à se manifester des diminutions en P pour le sol 18. La teneur en P dans le sol 1 atteint le maximum après 21 jours d'incubation et diminue ensuite jusqu'au 28^{ème} jour et se stabilise. Les augmentations du P avec l'incubation dans le sol très salé (sol 15) semblent continues tout au long de l'expérience. La diminution de la concentration du P continue respectivement jusqu'au 28^{ème} jour et 15^{ème} jour respectivement pour les sols 3 et 4. Les teneurs en P du sol 5 ont atteint le minimum après 10 jours d'incubation et ont augmenté pour se stabiliser au 21^{ème} jour.

L'évolution du soufre n'a pas été uniforme pour tous les six sols. Les sols 1 et 5 connaissent au début de l'incubation des légères diminutions en soufre soluble total jusqu'au 10^{ème} jour ; ses valeurs se stabilisent par après jusqu'à la fin de l'expérience. Les sols 3, 15 et 18 ont connu d'abord des augmentations en concentrations du soufre jusqu'à la stabilisation après 3 et 6 jours pour les sols 18 et 3. L'évolution du soufre pour le sol très salé (sol 15) a été chaotique ; elle a été caractérisée par des alternances des augmentations et des diminutions de sa concentration.

L'analyse des évolutions des concentrations en éléments solubles au cours de l'incubation montre que le calcium et le magnésium présentent un même schéma d'évolution pour tous les sols sauf pour le sol plus salé (sol 15) et que ces deux éléments influencent l'évolution de la CE. De même, le Fe et le P présentent une cinétique de libération identique pour tous les sols sauf pour le sol 5 très riche en argile (Figure 6.7).

Ces évolutions analogues des concentrations du fer et du phosphore laissent penser que les libérations du phosphore au cours de l'incubation seraient dues à la dissolution des minéraux contenant du fer. Cette constatation rejoint les résultats de Peretyazhko et Sposito (2005) qui ont travaillé sur des ultisols de Puerto Rico. Les principaux

processus à la base des augmentations des teneurs en P soluble dans les sols submergés sont, selon Kirk (2004), la réduction des minéraux ferriques qui fixent le P sous des formes adsorbée ou occluse, le déplacement du P adsorbé par les ligands organiques, la complexation des ions métalliques solubles (ex. Fe et Al) empêchant ainsi la précipitation de ces minéraux et la libération du P organique issu de la décomposition de la biomasse microbienne.

Une analogie allant dans le sens inverse est observée entre la dynamique de libération du Mn en solution et l'évolution du Eh pour tous les sols. Au moment des diminutions considérables d'Eh durant les premiers jours de l'incubation, on observe des augmentations rapides de Mn et, des paliers sont observés au même moment pour les deux variables. Pareil rapprochement des dynamiques en sens inverse sont observés pour le Eh et le fer libéré pour les sols 1, 15 et 18 tandis que le fer diminue avec l'incubation pour les sols 3 et 4.

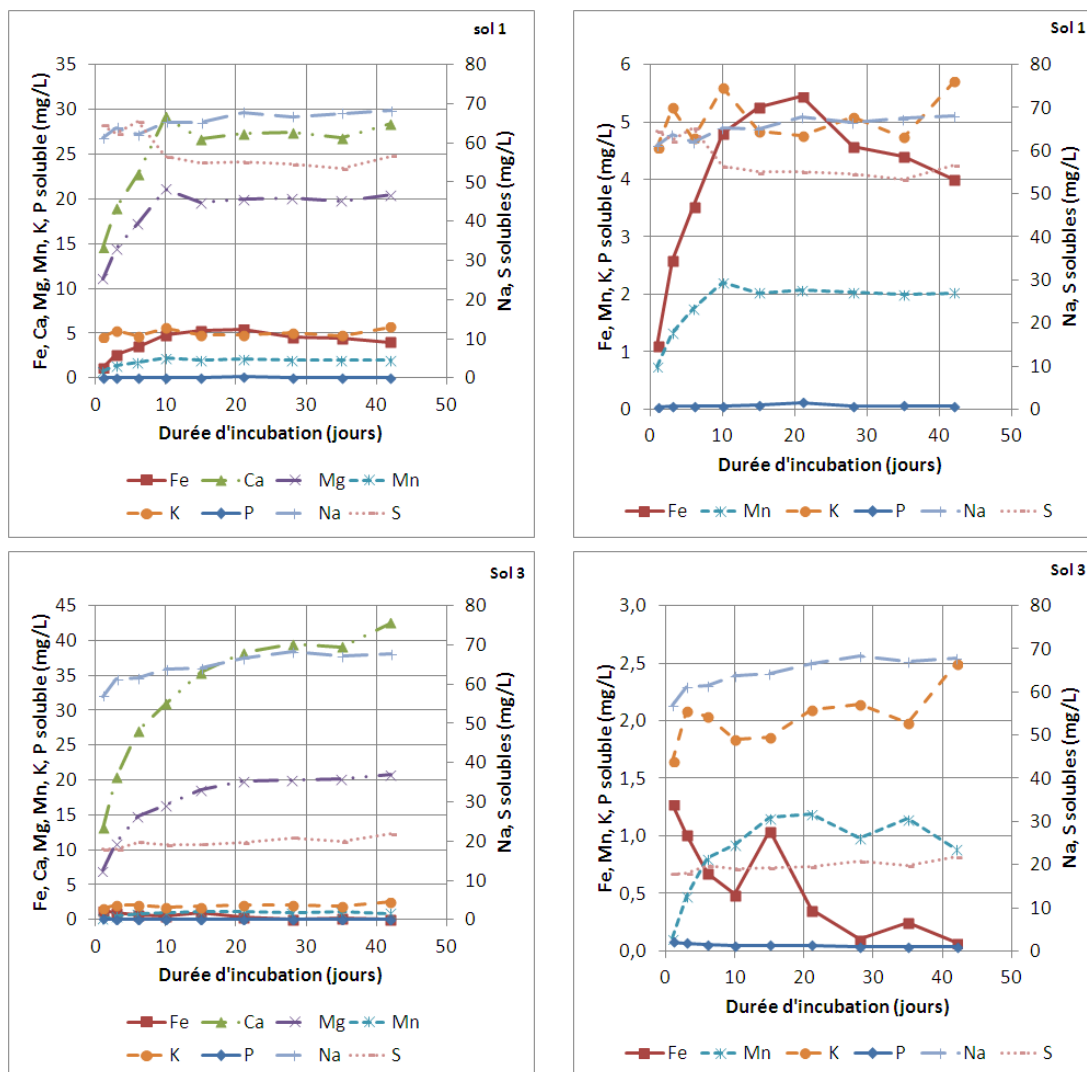


Figure 6. 6: Evolution des espèces ioniques des solutions au cours de l'incubation

Note : Les figures de droite sont des agrandissements des figures de gauche pour les concentrations en Fe, Mn et K ; elles ne montrent pas par conséquent les teneurs en Ca et Mg

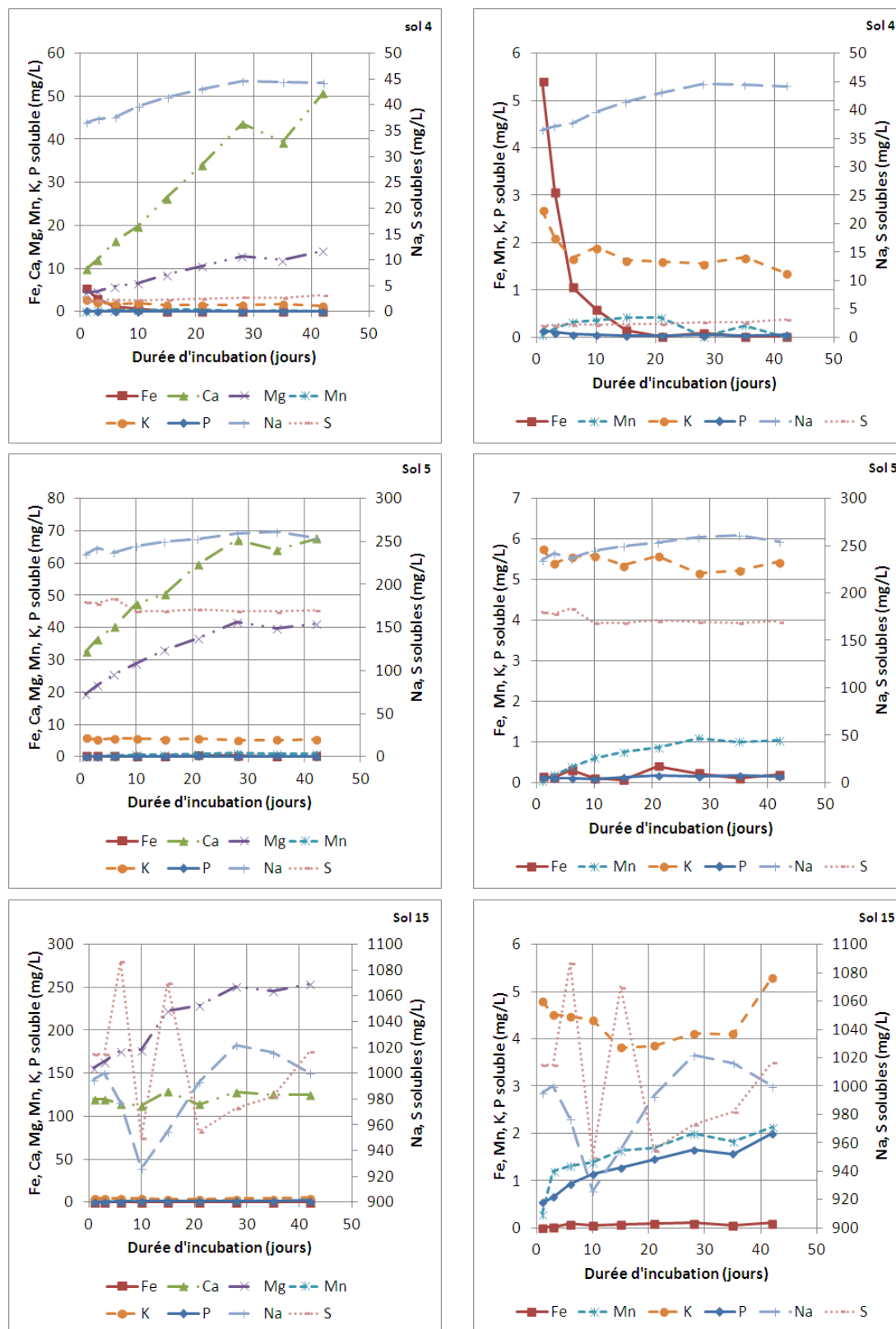


Figure 6.6 (Suite) Evolution des espèces ioniques des solutions au cours de l'incubation

Note : Les figures de droite sont des agrandissements des figures de gauche pour les concentrations en Fe, Mn et K ; elles ne montrent pas par conséquent les teneurs en Ca et Mg

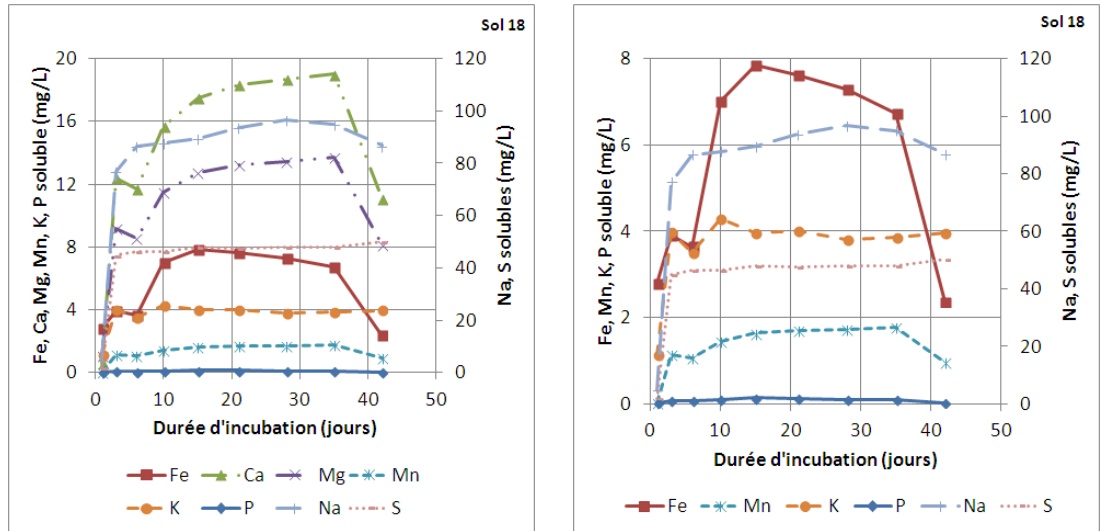


Figure 6.6 (Suite) Evolution des espèces ioniques des solutions au cours de l'incubation
Note : Les figures de droite sont des agrandissements des figures de gauche pour les concentrations en Fe, Mn et K ; elles ne montrent pas par conséquent les teneurs en Ca et Mg

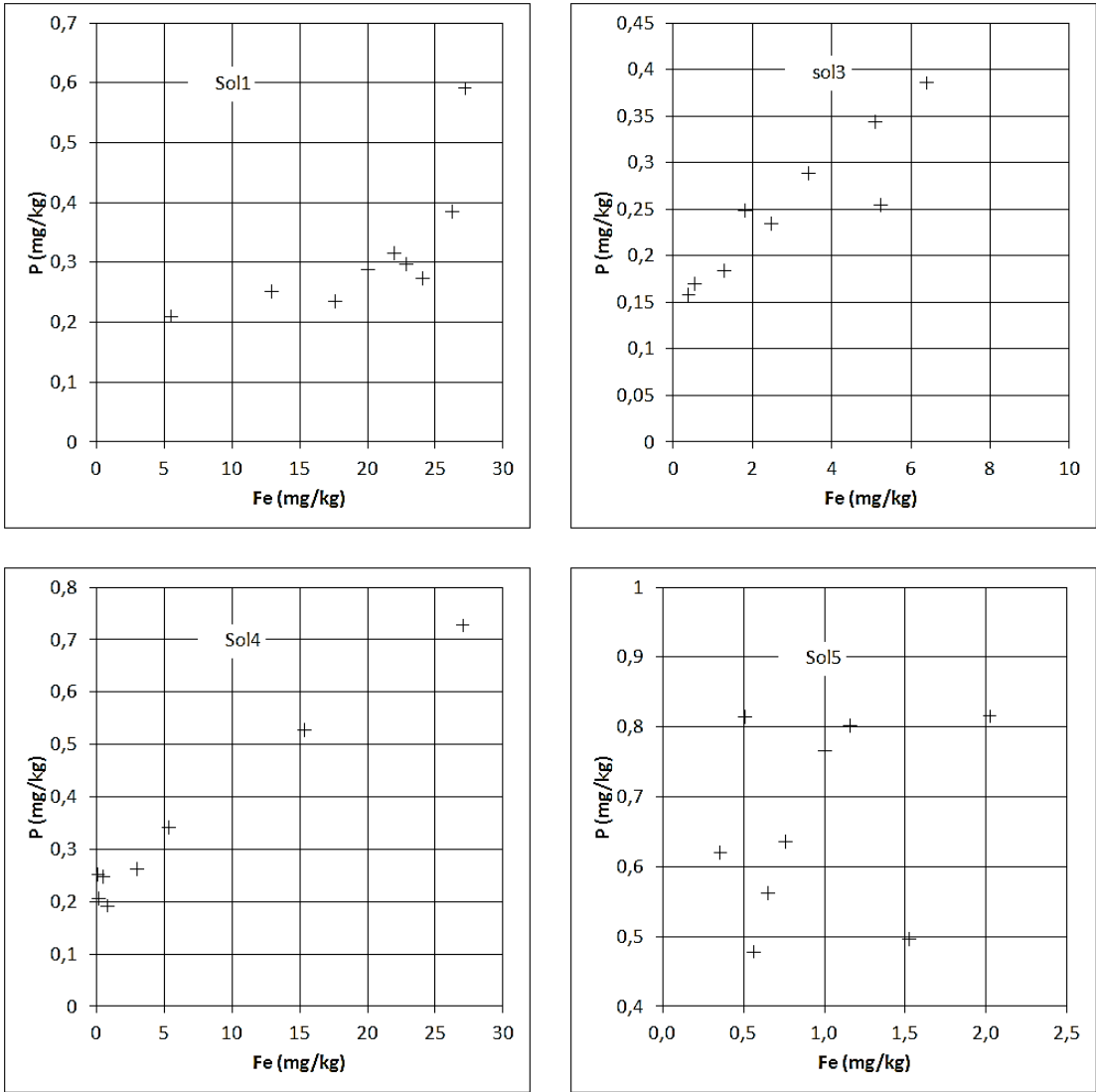


Figure 6. 7: Relation entre les teneurs en Fe et en P dans les solutions incubées

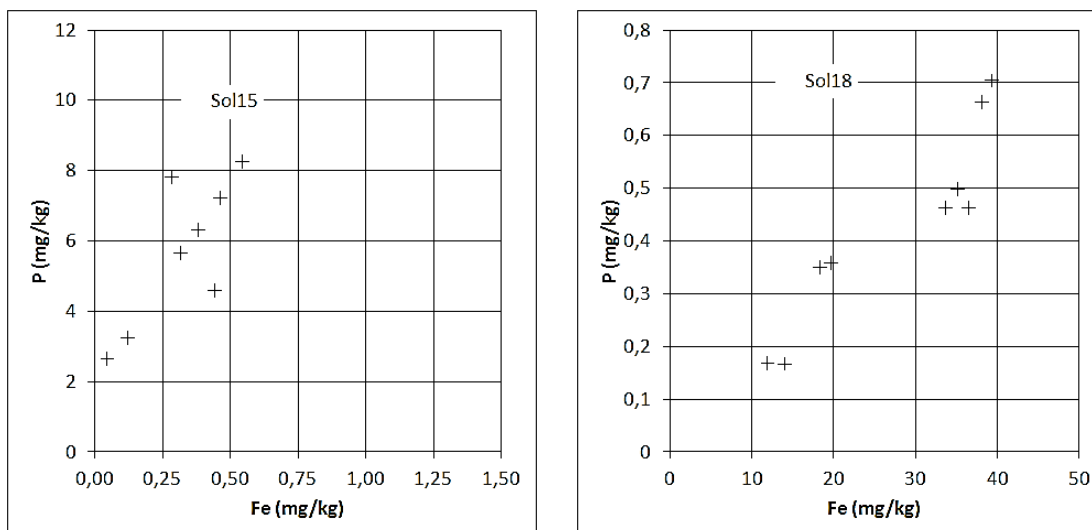


Figure 6.7 (Suite) : Relation entre les teneurs en Fe et en P dans les solutions incubées

6.3.2. Analyse de la composition de la solution, du complexe d'échange et de l'équilibre d'échange cationique entre ces deux phases après une incubation de 28 jours

6.3.2.1. Effet de l'anaérobiose sur les paramètres de la solution

L'analyse des résultats sur la dynamique des propriétés de la solution au cours de l'anaérobiose qui vient d'être présentée a montré que certains paramètres augmentent alors que d'autres diminuent pendant les premiers jours d'incubation. Elle a permis aussi de remarquer qu'une stabilisation des paramètres est observée généralement entre la troisième et la quatrième semaine d'incubation. Disposant de cette information, tous les 53 échantillons de sols objets de cette étude ont été incubés pendant 4 semaines pour en examiner les propriétés physico-chimiques caractéristiques des conditions anaérobies. Les résultats obtenus sont donnés dans les tableaux 6.9 et 6.10 en annexe. Dans ce paragraphe, nous confrontons pour chaque variable chimique les valeurs mesurées dans les solutions obtenues après anaérobiose et celles mesurées dans les solutions non incubées et dosées après 12 heures d'équilibrage. Des corrélations entre certaines variables sont établies ; elles apportent une aide à l'explication de certains phénomènes observés.

6.3.2.1.1. Effet de l'incubation sur le pH

Les pH des solutions incubées pendant 28 jours ont varié différemment selon les sols. La confrontation des pH des solutions extraites après 28 jours d'incubation et ceux des solutions non incubées départage les sols étudiés en deux groupes selon qu'il y a un effet de diminution ou d'augmentation du pH due à l'incubation (Figure 6.8). Un examen des caractéristiques chimiques des sols montre qu'il y a un effet de l'alcalinité

bicarbonatée sur la variation du pH durant l'anaérobiose. En effet, les pH des solutions dont la part des (bi)carbonates dans la salinité anionique est faible n'ont pas diminué durant l'incubation (Figure 6.8 à droite). On pourrait alors dire que, durant l'anaérobiose, l'alcalinité de nos sols serait engagée dans des réactions chimiques génératrices de protons notamment la précipitation des minéraux carbonatés, ce qui réduit le pH de la solution.

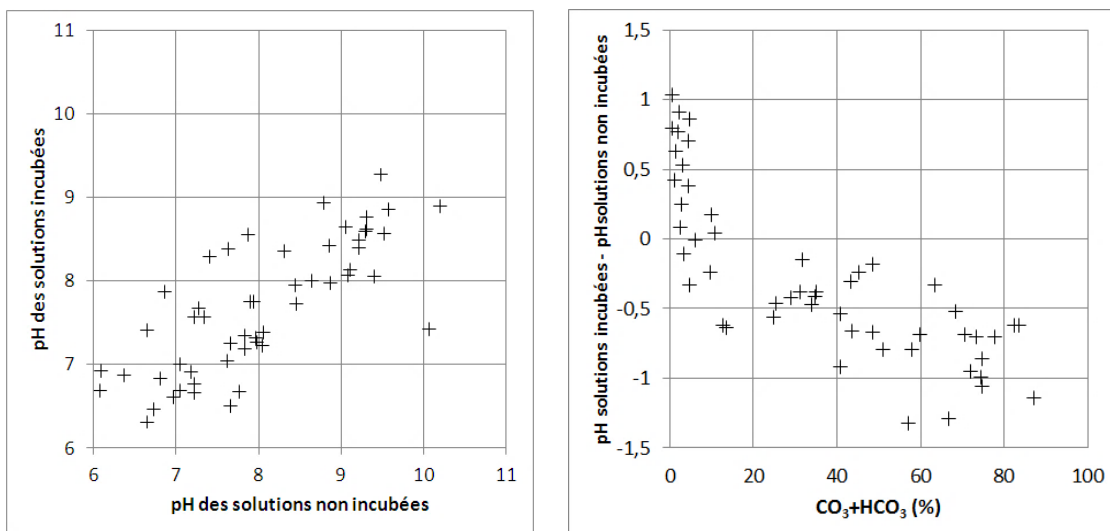


Figure 6.8: Comparaison entre les pH des solutions incubées et les pH des solutions non incubées (à gauche) ; effet du pourcentage des ions (bi)carbonates sur les variations du pH

L'exposition à l'air libre des solutions obtenues après incubation en anaérobiose a fait remonter leur pH. Bien que la plupart des solutions aient atteint des pH supérieurs à ceux des solutions extraites des suspensions non incubées et ouvertes à l'air, il n'en a pas été le cas pour toutes. Vingt échantillons sur cinquante trois ont gardé des pH inférieurs à ceux des solutions non incubées extraites dans des conditions non réductrices et ouvertes à l'air (Figure 6.9). Alors que les pH des solutions issues des suspensions non incubées variaient entre 6 et 10, ceux des solutions exposées à l'air libre après incubation de 28 jours varient entre 7 et 9.

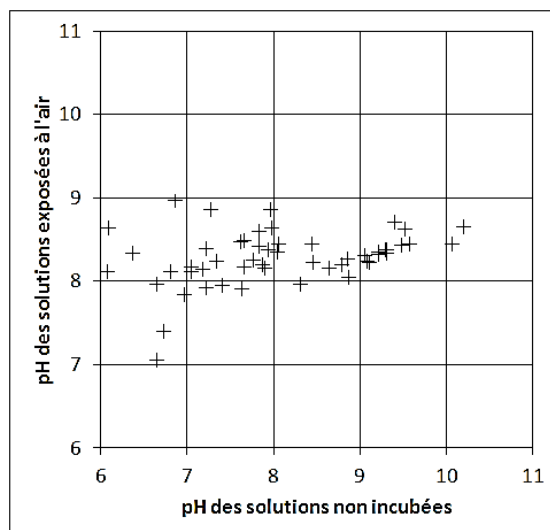


Figure 6.9: Comparaison entre les pH des solutions incubées et exposées à l'air pendant 5 jours et ceux des solutions non incubées

6.3.2.1.2. Effet de l'anaérobiose sur la potentiel d'oxydoréduction Eh

La caractéristique principale qui distingue un sol submergé sous eau d'un sol bien drainé est qu'il est en état de réduction. Un sol engorgé est le siège des réactions de réduction et possède de surcroît un potentiel d'oxydoréduction (Eh) faible. Dans de telles conditions, les formes chimiques NO_3^- , Mn^{4+} , Fe^{3+} , SO_4^{2-} et CO_2 sont réduites en N_2 ou NH_4^+ , H_2S , Mn^{2+} , Fe^{2+} et CH_4 par des réactions accompagnant la respiration anaérobie des bactéries du sol qui utilisent la matière organique, comme donneur d'électrons (Ponnamperuma, 1972 ; Kyuma, 2004; Kirk, 2004 ; Delaune et Reddy, 2005).

Le potentiel redox des sols, qui est généralement compris entre +400 et +700 mV en conditions aérobies, chute jusqu'aux valeurs pouvant atteindre -300 mV selon les caractéristiques du sol notamment la teneur en matière organique, en nitrate, en manganèse, en sulfate et en fer ferrique.

Il existe une divergence des potentiels mesurés dans les sols et ceux mesurés dans les solutions du sol. Les solutions des sols ont rarement des Eh inférieurs à 0 mV tandis que les Eh des sols réduits peuvent descendre jusqu'aux valeurs inférieures -300 mV (Kyuma, 2004). Dans les solutions des sols de Mugerero, des valeurs comprises entre -56 mV et +239 mV ont été mesurées dans les solutions après 28 jours d'incubation. En observant la distribution des valeurs de Eh, on se rend compte que seules 7 solutions sur les 53 ont des Eh négatifs et que 36 solutions ont des Eh supérieurs à 100 mV (ou $\text{pE} > 1,7$).

Bien que la relation (6.4) montre que le Eh peut être prédit à partir du pH, on n'a pas trouvé de relation linéaire entre les deux variables pour les sols étudiés (Figure 6.10). Cela s'expliquerait par l'hétérogénéité des composants qui participent au pouvoir tampon dans les sols étudiés. En effet, la relation (6.4) suppose que Eh contrôle le pH du système, phénomène valable pour les solutions mais pas toujours valable dans les sols car le pouvoir tampon du sol vis-à-vis du pH est affecté par les composants du sol, tels que les silicates, les carbonates, les oxydes, la matière organique et les minéraux argileux, qui ne sont pas impliqués dans les réactions d'oxydo-réduction. Dans la fourchette des pH compris entre 8,6 et 6,2, ce sont les carbonates qui entrent en jeu (Gabat et al., 2010). Pour le cas des sols étudiés, la matière organique semble avoir une influence sur le Eh puisqu'une corrélation entre les deux variables est observée (Figure 6.11).

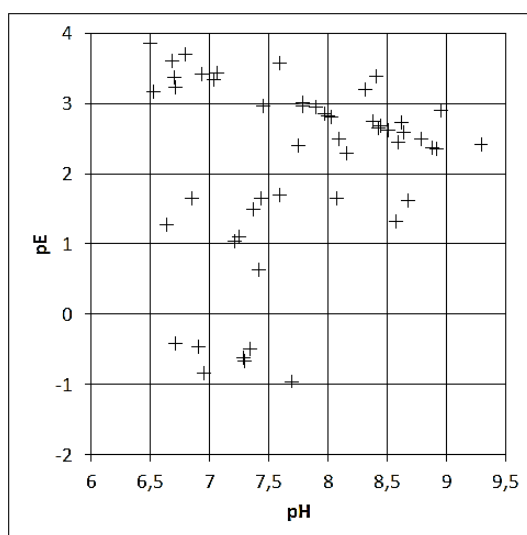


Figure 6. 10: Relation entre le potentiel redox et le pH

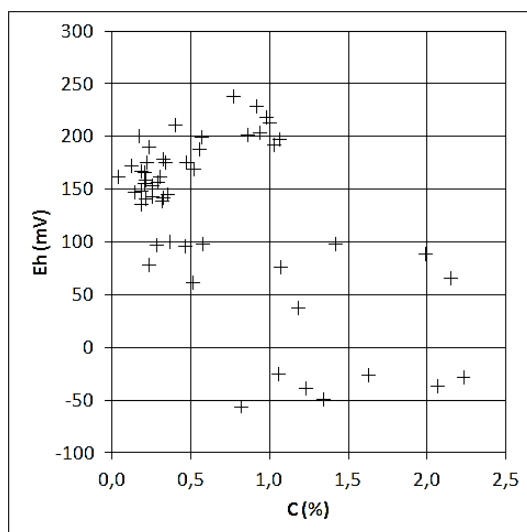


Figure 6.11: Relation entre le potentiel redox et le pourcentage en carbone organique

6.3.2.1.3. Effet de l'anaérobiose sur la conductivité électrique

Les CE des extraits des sols incubés sous anaérobiose sont plus élevées que celles des extraits des sols non incubés. Ces augmentations sont illustrées à la figure 6.12 (à gauche). La valeur minimale qui était de 0,03 dS/m pour les solutions non incubées est devenue 0,09 dS/m après incubation tandis que la médiane a évolué de 0,63 dS/m à 0,84 dS/m ; traduisant des effets de l'anaérobiose sur l'augmentation des charges ioniques en solution.

Connaissant que la CE est fonction de la somme des cations et que l'anaérobiose provoque la libération des cations en solution, il est certain que c'est ce dernier phénomène qui est à la base des augmentations des CE des solutions incubées. Ces augmentations de CE sont plus visibles pour les solutions à faible salinité (Figure 6.12 à droite) car les augmentations des cations solubles sont proportionnellement plus importantes dans ce groupe de solutions.

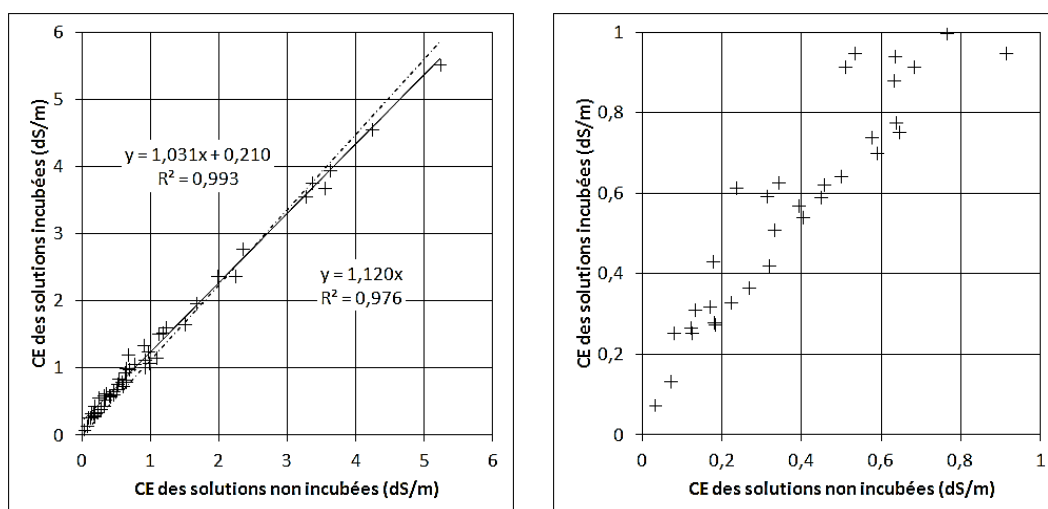


Figure 6.12: Comparaison entre la CE des solutions incubées et celles de solutions non incubées (à gauche) ; Comparaison entre les deux séries de CE pour les faibles salinités (à droite)

6.3.2.1.4. Effet de l'anaérobiose sur la composition ionique des solutions

Au cours de la submersion, des ions sont libérés en solution et leurs concentrations augmentent. Les formes réduites de fer et de manganèse (Fe^{II} et Mn^{II}), normalement absentes en conditions aérobies, apparaissent en solution et sur le complexe d'échange. Les formes oxydées du fer et du manganèse (Fe^{III} et Mn^{IV}), retenus sous forme d'oxydes et/ou d'hydroxydes insolubles ou sous formes associées à la matière organique, sont réduites et libérées en solution avec d'autres composés chimiques qui leur sont associés. Selon les conditions de pH et les concentrations des ions accompagnateurs, une partie des cations Fe^{2+} et le Mn^{2+} se répartit aux phases

échangeable et minérale après leur libération; ce qui en réduit les concentrations dans la phase soluble.

Dans les sols calcaires et sodiques au pH élevé, le Fe^{2+} et Mn^{2+} libérés réagissent avec les ions CO_3^{2-} pour produire des minéraux insolubles (FeCO_3 et MnCO_3) et des protons qui contrebalancent ceux qui sont consommés par des réactions de réduction (McBride, 1994). Dans de tels cas, la précipitation de ces minéraux réduit les concentrations en Fe^{2+} et Mn^{2+} de la phase solution.

Pour les sols de Mugerero, la composition des solutions incubées en anaérobiose pendant 28 jours est montrée au tableau 6.10 en annexe. Les principales statistiques des proportions de chacun des cations analysés dans les solutions (incubées et non incubées) sont données dans le tableau 6.3. Le Fe^{2+} et le Mn^{2+} sont quasi-inexistants dans les solutions incubées. Vingt-deux solutions ont d'ailleurs des concentrations nulles en Mn et trois solutions ont des teneurs en fer nulles. La raison la plus probable de ces faibles concentrations en Fe et en Mn dans les solutions incubées serait le processus de précipitation des minéraux insolubles. Une telle hypothèse a été aussi émise par Ma et Dong, (2004) suite à une observation de la diminution des concentrations du fer dans les solutions d'équilibre de sols alcalins de Montréal incubés en anaérobiose. Par ailleurs, l'effet des ions carbonates sur la solubilité du Mn des sols de Mugerero pourrait se justifier par le fait que toutes les solutions au pH supérieur à 8 ont des concentrations nulles en Mn (Tableau 6.10 en annexe).

Une analyse globale de la composition de la phase solution des sols étudiés montre que les extraits incubés sont largement dominés par le sodium et les sulfates à l'instar des solutions non incubées en anaérobiose. Les parts des cations Ca et Mg en solution ont augmenté avec l'anaérobiose, celles des monovalents K et Na ont diminué; tandis que celles du Fe et du Mn sont largement faibles dans les solutions incubées (Tableau 6.3).

Pour examiner les changements dus à l'engorgement au niveau des concentrations de chaque ion, une comparaison des concentrations en ions des solutions incubées et celles des solutions non incubées a été faite pour les ions Ca, Mg, K, Na, SO_4 et Cl. Ces comparaisons sont montrées à la figure 6.13. Les concentrations en Ca ont augmenté avec l'incubation. Il en est de même du Mg dans la majorité de cas. Les augmentations de ces cations divalents ont été rapportées dans d'autres études similaires dont celles menées par Lu et al. (2004) et celle de Narteh et Sahrawat (1999). Ces augmentations peuvent provenir de (1) la dissolution des carbonates et des bicarbonates sous l'influence des conditions réductrices, (2) la perte des sites d'échange par solubilisation

du carbone organique et des hydroxydes de Fe^{2+} et de Mn^{2+} , et (3) le déplacement des cations échangeables par les cations Fe et Mn libérés dans la solution suite à l'anaérobiose (Lu et al., 2004). Pour notre cas, les augmentations des teneurs en Ca et en Mg en solution seraient principalement dues au deuxième processus puisque les gains en ces cations semblent dépendre de la teneur en carbone organique (Figure 6.14).

Concernant les variations des concentrations en cations monovalents, dix-neuf solutions incubées ont des plus faibles teneurs en Na que les solutions issues des suspensions non incubées. Ce sont essentiellement des solutions des sols au faible taux de carbone organique ($\text{C\%} < 0,7\%$). Les augmentations des teneurs en Na observées dans certains cas pourraient donc être imputées à la libération du Na adsorbé sur la matière organique. Des diminutions des concentrations en potassium solubles ont été remarquées dans 21 solutions. Une autre remarque intéressante est que toutes les solutions dont les concentrations en Na et en K ont régressé suite à l'anaérobiose ont des concentrations négligeables, nulles ou quasi-nulles en Fe et en Mn.

Les concentrations en SO_4^{2-} semblent être inchangées ; les écarts entre les concentrations en sulfate des solutions incubées et celles non incubées oscillent entre -1 et 1 mmol/L sauf pour quelques solutions dans lesquelles des augmentations remarquables de ces ions ont été observées avec l'incubation en anaérobiose. Ces dernières solutions comptent parmi celles qui ont des plus faibles valeurs de Fe et de Mn.

Le rôle de la matière organique dans les réactions de réduction dans les sols est déterminant. C'est le principal donneur d'électrons dans de telles réactions. Plus les sols sont riches en matière organique, plus importantes sont les réactions d'oxydo-réduction et ; plus importantes sont les augmentations des concentrations des cations solubles. Ainsi, des corrélations entre les gains (ou pertes) de charges de Ca^{2+} , de Mg^{2+} , de K^+ et de Na^+ en solution et le pourcentage en carbone organique ont été observées (Figure 6.14).

Les concentrations en sulfates n'ayant pas remarquablement changé, il y a lieu de supposer que ces ions sont moins impliqués dans les réactions chimiques induites par les conditions réductrices dans les sols étudiés. Une absence de corrélation entre le S total et le pourcentage en carbone organique est aussi notée pour les solutions des sols de Mugerero ; ce qui traduirait l'origine minérale de la grande proportion du S présent en solution. Par ailleurs, une bonne corrélation positive ($r^2 = 0,99$) entre le S

total et les ions SO_4^{2-} dans les solutions incubées est observée et est représentée à la figure 6.15. La pente de la relation entre ces deux séries étant presque égale à l'unité, on pourrait présumer l'absence ou le faible degré de réduction des sulfates au cours de l'incubation.

Tableau 6.3: Proportions des charges des cations en solution pour les conditions aérobies et anaérobies

Cation	Minimum		Quartile 1		Médiane		Quartile 3		Maximum		Moyenne	
	A	An	A	An	A	An	A	An	A	An	A	An
Ca	0,29	0,96	1,75	3,73	4,36	9,2	9,32	17,63	50,1	60,02	7,36	13,32
Mg	0,33	1,12	2,59	5,31	4,8	12,99	11,66	18,3	29,54	30,34	7,81	12,56
K	0,1	0,1	0,27	0,24	0,6	0,57	1,35	0,94	8,6	7,53	1,11	0,84
Na	18,49	9,32	75,34	61,83	89,6	77,32	94,63	90,69	99,1	97,5	83,72	72,62
Fe		0		0,02		0,06		0,23		7,86		0,51
Mn		0		0		0,005		0,218		1,397		0,16

A = conditions aérobies ; An = conditions anaérobies

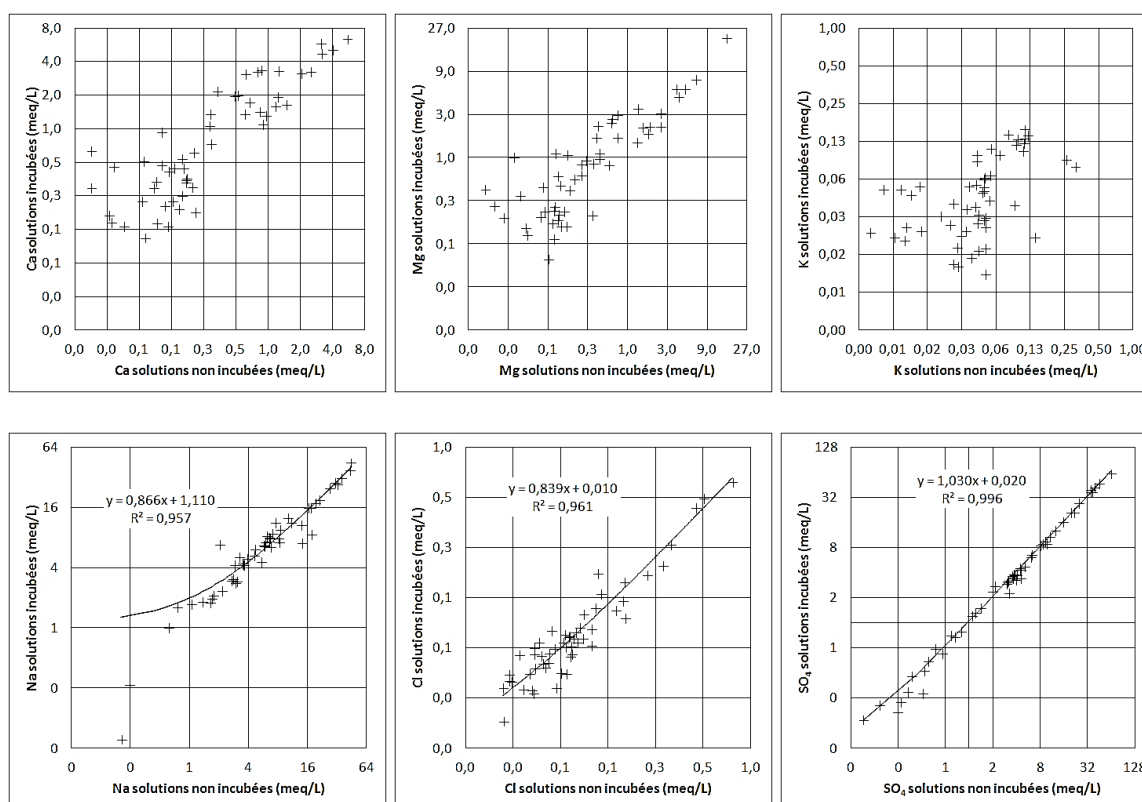


Figure 6.13: Comparaison des concentrations en ions des solutions incubées et celles des ions des solutions non incubées

La réduction des sulfates s'opère en conditions fortement réductrices caractérisées par des valeurs largement négatives du Eh (entre -150 et -200 mV) après l'épuisement de l'oxygène et des nitrates mais aussi en présence de la matière organique. Le retard de réduction des sulfates en sulfure est donc contrôlé par les quantités d'oxygène et

d'autres oxydants tels les nitrates et les oxydes de Mn et de Fe qui sont supposés subir une réduction avant les sulfates tel que prédit dans le schéma séquentiel de Patrick et Reddy (1978) des réactions de réduction dans le sol (Kyuma, 2004). Dans le même ordre d'idée, on pourrait attribuer à cette absence de réduction des sulfates dans nos sols à leur faible teneur en matière organique. De même, la persistance des ions NO_3^- dans les solutions même en faibles concentrations et les valeurs du potentiel redox qui sont positives pour la plupart (Tableau 6.9 de l'annexe) ne peuvent pas être propices à ce processus. La réduction des sulfates en sulfure H_2S ne peut se réaliser naturellement que dans les faibles valeurs de Eh sauf dans les cas des sols sulfatés acides où la possibilité d'une telle réaction est rapportée dans des conditions de Eh supérieur à 350 mV (Howarth et Teal, 1979 ; Howes et al., 1981).

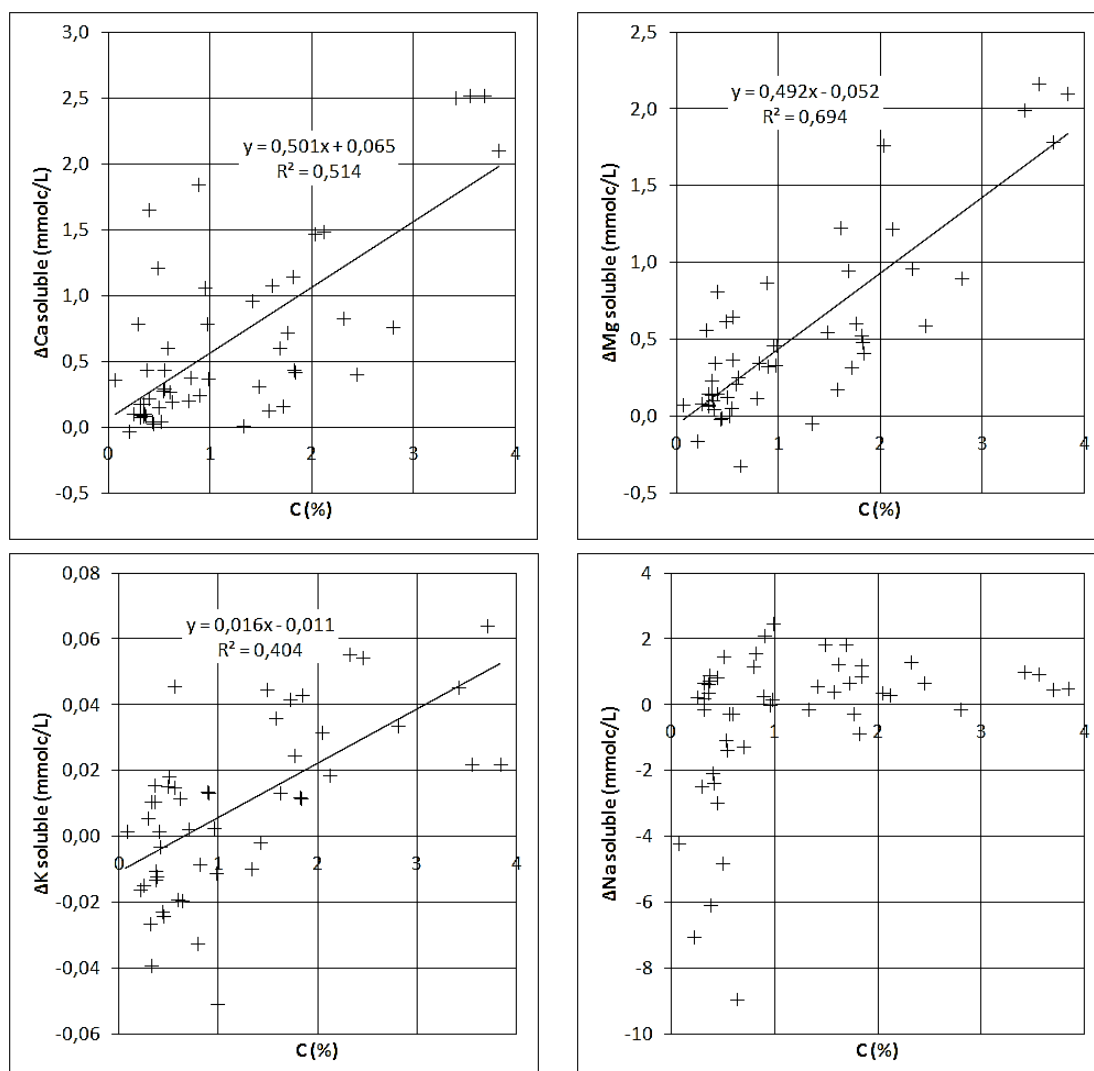


Figure 6.14: Effet du pourcentage en carbone organique sur les changements des concentrations équivalentaires des cations solubles au cours de l'anaérobiose

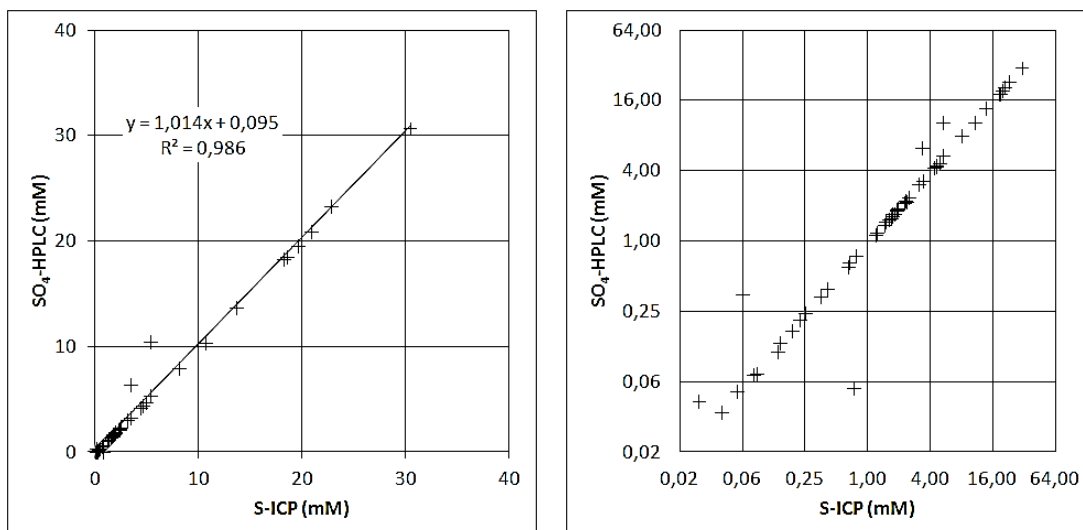


Figure 6.15: Comparaison entre les teneurs en soufre total analysées par ICP et en ion sulfate analysées par HPLC (à gauche : échelle normale ; à droite : échelle logarithmique)

6.3.2.1.5 Effet de l'anaérobiose sur l'équilibre de solubilité des minéraux

La spéciation chimique des solutions extraites après l'incubation et la présence éventuelle de minéraux précipités dans ces solutions ont été déterminées avec le logiciel Visual Minteq 3.0. mis au point par Gustafsson (2010). L'analyse des index de saturation des minéraux a permis d'identifier des minéraux qui auraient précipité par anaérobiose. Les équilibres de solubilité du Ca, du Mg et du Na ont été largement débattus dans les chapitres 3 et 5. Dans ce paragraphe, nous parlerons des équilibres qui font intervenir le Fe et le Mn qui n'apparaissent en solution qu'en cas d'anaérobiose dans les sols au pH élevé comme ceux qui sont l'objet de cette étude. Des minéraux ferriques et manganiques susceptibles de précipiter en conditions anaérobiques sont la sidérite, la vivianite et rhodochrosite (Kyuma, 2004 ; Diatta, 2008).

Les faibles concentrations en Fe et en Mn des solutions incubées pendant 28 jours laissent présumer qu'il y aurait eu un phénomène de précipitation des minéraux comme la rhodochrosite (MnCO_3) et la sidérite (FeCO_3). En effet, dans les sols au pH alcalin, la solubilité du fer et du manganèse est limitée par la précipitation des carbonates insolubles de fer (sidérite) et de manganèse (rhodochrosite) suite à la réaction de ces cations avec le H_2CO_3 (lui-même lié au CO_2) suivant les relations (McBride, 1994) :



L'examen des index de saturation des minéraux donnés par Visual Minteq 3.0 montrent que dix solutions contenant du Mn (même en faibles quantités) sont plus ou moins en équilibre par rapport à la rhodochrosite (MnCO_3). La moindre présence de Mn^{2+} en solution suffit donc pour provoquer la précipitation de ce minéral (Figure 6.16).

Les échantillons aux concentrations en fer relativement élevées sont en équilibre par rapport à la sidérite (FeCO_3) comme le montre la figure 6.17 (à gauche). La même figure montre que d'autres facteurs influencent cette sursaturation notamment le pH de la solution (Figure 6.17 à droite).

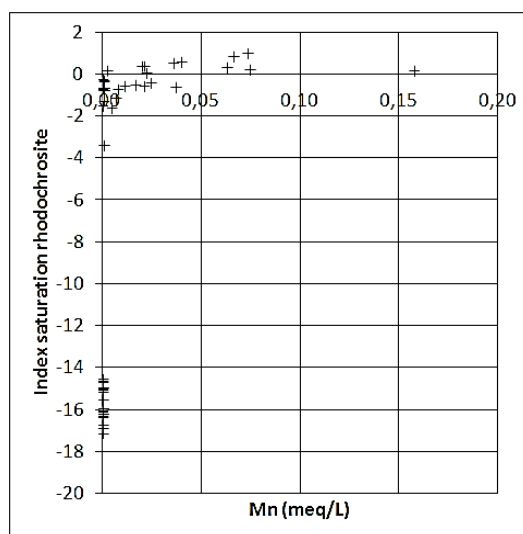


Figure 6.16: Effet des teneurs en Mn sur l'index de saturation rhodochrosite

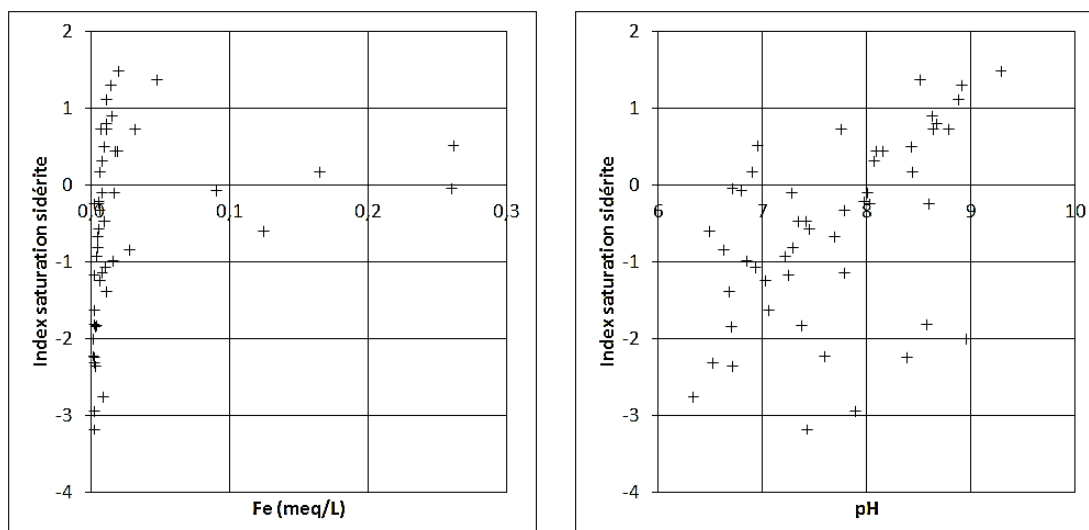


Figure 6.17: Effet des teneurs en Fe et du pH sur l'index de saturation de la sidérite

6.3.2.2. Effet de l'anaérobiose sur la composition du complexe d'échange

Dans les sols inondés, une partie du Fe^{II} et du Mn^{II} formés et solubilisés influencent les processus d'échange ionique et les réactions d'adsorption. Naturellement absents dans les solutions des sols et sur le complexe d'échange en conditions aérobies, ces formes réduites de fer et de manganèse sont libérées en solution et entrent en compétition sur le complexe d'échange avec les autres cations en cas de submersion. Dans les sols calcaires et sodiques au pH élevé, les minéraux insolubles à base du Fe et du Mn (sidérite, rhodochrosite) précipitent juste après leur libération en solution avant qu'ils n'entrent en compétition avec les autres cations sur le complexe d'échange. Ainsi, dans les sols de Mugerero soumis à l'anaérobiose, des teneurs nulles et quasi-nulles de fer et de manganèse ont été trouvées dans les extraits de chlorure d'ammonium à pH 7 (Tableau 6.11 en annexe).

Les principales statistiques sur les taux de saturation des cations échangeables en pourcents sont données au tableau 6.4. Le constat est que le complexe d'échange des sols incubés en anaérobiose est globalement dominé par le Ca suivi du Mg et du Na. Le potassium vient en quatrième position et est faiblement représenté. Comme dans la phase solution, une quasi-absence du Fe et du Mn sur le complexe d'échange est notée. Le Fe n'est détecté que dans 6 échantillons ; mais aussi avec des valeurs extrêmement petites. Cette faible représentation pourrait être expliquée par les raisons ci-haut évoquées pour la phase solution. Quant à l'influence de l'alcalinité sur ces taux de saturation en manganèse, on note que les solutions au pH supérieur à 8 ont des valeurs nulles en Mn échangeable; ce qui justifie l'effet limitant des carbonates sur sa disponibilité en conditions alcalines. L'ESP étant une caractéristique intéressante dans les études sur les sols affectés par la salinité, on peut tenter d'examiner les changements dus à l'incubation. Par comparaison de ses valeurs en conditions aérobies et anaérobies (Tableau 6.4 et Figure 6.18), on constate que des légères diminutions de ce paramètre surviennent avec l'anaérobiose.

Tableau 6.4: Taux de saturation du complexe d'échange en cations (%) pour les conditions aérobies et anaérobies

Cation	Minimum		Quartile 1		Médiane		Quartile 3		Maximum		Moyenne	
	A	An	A	An	A	An	A	An	A	An	A	An
Ca	24,85	24,07	37,36	42,97	44,04	48,9	52,83	56,27	71,77	70,48	46,26	48,7
Mg	17,19	17,36	34,89	31,77	38,88	35,03	43,25	41,19	49,62	56,6	38,34	36,11
K	0,02	0,61	0,32	0,87	0,45	1,19	0,96	1,93	2,02	4,45	0,68	1,56
Na	0,03	0,37	4,91	4,51	11,66	11,86	19,95	17,47	50,6	48,71	14,72	13,05
Fe		0		0		0		0		8,22		0,22
Mn		0		0		0,01		0,36		2,69		0,37

A = aérobies ; An = anaérobies

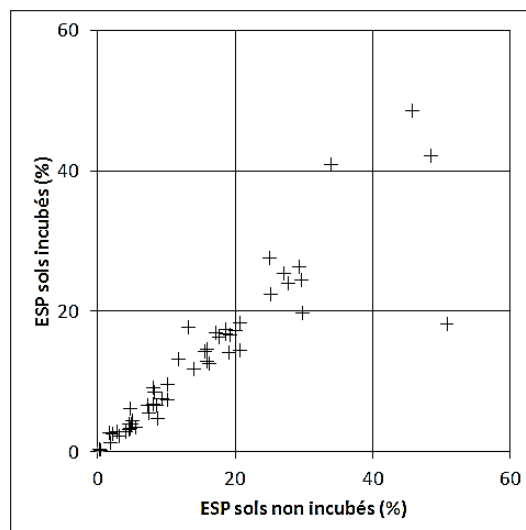


Figure 6.18: Comparaison entre les valeurs d'ESP obtenues en conditions aérobies et anaérobies

6.3.2.3. Variabilité des propriétés de la solution et du complexe d'échange entre les parcelles rizicoles et les parcelles abandonnées et variabilité verticale de ces propriétés

Pour examiner d'éventuelles différences entre les sols des parcelles rizicoles et ceux des parcelles abandonnées d'une part, et entre les horizons des profils pédologiques d'autre part, une analyse de la variance (ANOVA) a été réalisée avec SAS Enterprise Guide 5.1. Les moyennes étaient comparées en utilisant le test multivarié de Student-Newman-Keuls ($p < 0,05$).

Les moyennes des variables des solutions des sols incubés en anaérobiose selon diverses catégories sont présentées au tableau 6.5. La comparaison entre les 13 parcelles rizicoles et les 6 parcelles abandonnées montre que :

- la moyenne des pH des parcelles abandonnées, égale à 7,62, est significativement plus élevée que celle des parcelles rizicoles dont la valeur est 7,00 ;
- la moyenne des Eh des parcelles rizicoles (Eh moyen de 83,2 mV) est supérieure à celle des parcelles abandonnées (Eh moyen de 32,7 mV) malgré l'absence de différence significative entre les deux moyennes ;
- les moyennes des concentrations en Ca, Mg, Na, Cl et SO_4 solubles des parcelles abandonnées sont nettement plus élevées que celles des parcelles rizicoles. Cependant, exception faite pour le Na, leurs différences ne sont pas significatives à cause de la grande variabilité des sols de chaque catégorie.

La variation verticale des variables de la solution est évaluée sur les échantillons des profils pédologiques creusés sur une parcelle rizicole et trois parcelles abandonnées où

la végétation naturelle est dominée par *Cynodon sp*, *Typha domingensis* et *Cyperus platycaulis*. Les valeurs des variables pour chaque horizon et chaque parcelle sont présentées au tableau 6.5 ; ce sont des moyennes des horizons de même type pour les trois profils de la parcelle. On note des augmentations significatives des moyennes de pH avec la profondeur au sein de la parcelle rizicole et au sein de la parcelle à végétation naturelle dominée par *Typha domingensis*. Nous remarquons en outre des augmentations non significatives de cette variable avec la profondeur dans les parcelles occupées par les végétations dominées par *Cynodon sp* et *Cyperus platycaulis*. Des diminutions non significatives des moyennes d'Eh sont observées dans toutes les 4 parcelles. Le Ca et le Mg montrent des augmentations non significatives avec la profondeur, sauf pour la parcelle à dominance de *Typha domingensis* pour le Ca. Le Na est, dans toutes les parcelles, moins concentré dans les horizons de surface que dans les horizons sous-jacents. Les concentrations en sulfates diminuent avec la profondeur dans les parcelles occupées par des végétations dominées par *Cynodon sp* et *Cyperus platycaulis* tandis qu'elles augmentent avec la profondeur dans la parcelle rizicole. Les concentrations en chlorure montrent des augmentations (non significatives) avec la profondeur dans toutes les parcelles sauf dans la parcelle à dominance de *Typha domingensis* où la moyenne des teneurs de cet anion dans les horizons de surface est significativement plus élevée que dans les horizons de profondeur.

Les moyennes des cations échangeables des divers groupes d'échantillons (analysés dans les extraits de NH_4Cl , 1M et exprimés sous la forme de pourcentages d'occupation du complexe d'échange) sont données dans le tableau 6.6. On constate que la moyenne du taux de saturation en sodium (ESP) des parcelles rizicoles (ESP moyen de 5,8%) est significativement plus basse que celle des parcelles abandonnées (ESP moyen de 15,2%). Par contre, on observe une situation inverse pour le taux de saturation en Ca (ECP) bien que l'analyse statistique ne révèle pas de différence significative entre les deux catégories de sols. Les taux de saturation moyens du complexe d'échange en magnésium (EMP), en fer (EIP) et en manganèse (EMaP) des parcelles rizicoles sont presque identiques à ceux des parcelles abandonnées.

L'analyse de la variabilité verticale des taux d'occupation du complexe d'échange par les cations montre que l'horizon de surface présente des valeurs d'ESP plus faibles que celles des horizons de profondeur dans toutes les 4 parcelles. Cependant, les différences ne sont pas significatives pour la parcelle rizicole et pour la parcelle dont la végétation naturelle est dominée par *Cynodon sp*. Des fluctuations inverses sont notées pour les taux de saturation en Ca (ECP) et en K (EPP) pour lesquels les moyennes des horizons de surface sont plus élevées que celles des horizons de

profondeur. Toutefois, la significativité statistique des différences est seulement notée pour la parcelle rizicole pour les deux variables (ECP et EPP) et pour les parcelles dominées par le *Cynodon sp* et *Typha domingensis* pour le K.

Si on analyse les conclusions des précédentes comparaisons entre les catégories d'échantillons pour les variables de la solution et du complexe d'échange en conditions anaérobies, on constate qu'elles sont analogues à celles qui ont été tirées des comparaisons de ces catégories de sols en conditions ouvertes à l'air au rapport sol/eau de 1/2 au chapitre 3. Cette analogie s'expliquerait par les faibles libérations de Fe^{2+} et de Mn^{2+} en cas d'anaérobiose et par les faibles teneurs en matière organique des échantillons de sols étudiés.

Tableau 6. 5: Caractéristiques chimiques des solutions des sols de Mugerero soumis à l'anaérobiose*

Hz	Pr.	pH	Eh (mV)	CE (dS/m)	Ca (mmolc/L)	Fe (mmolc/L)	K (mmolc/L)	Mg (mmolc/L)	Mn (mmolc/L)	Na (mmolc/L)	Cl (mmolc/L)	SO ₄ (mmolc/L)
1. Echantillons composites												
Parcelles rizicoles (n=13)												
A	0-25	6,99±0,32b	83,2±101,9a	0,74±0,46a	1,73±1,24a	0,05±0,08a	0,09±0,04a	1,61±1,06a	0,04±0,04a	4,59±3,6b	0,05±0,02b	3,75±3,88a
Parcelles abandonnées (n=6)												
A	0-25	7,62±0,78a	32,7±88,7a	1,74±1,89a	2,04±2,41a	0,05±0,1a	0,1±0,03a	4,4±8,02a	0,03±0,03a	14,28±15,6a	0,18±0,22a	13,18±23,68a
2. Echantillons des profils pédologiques												
Parcelle rizicole												
A	0-35	6,51±0,19b	209,1±26,6a	0,23±0,12a	0,98±0,8a	0±0a	0,03±0a	0,5±0,39a	0±0a	0,71±0,94b	0,05±0,01a	0,1±0,04a
B	36-57	8,08±0,39a	155,1±12,0a	0,36±0,08a	0,36±0,15a	0,03±0,02a	0,03±0,02a	0,39±0,12a	0±0a	4,37±2,35a	0,04±0,01a	0,24±0,22a
C	58-120	8,07±0,08b	150,7±15,8a	0,35±0,04a	0,3±0,05a	0,01±0,01a	0,02±0,01a	0,26±0,02a	0±0a	2,72±0,36ab	0,06±0,01a	0,47±0,22a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cynodon sp</i>												
A	0-38	7,53±0,09a	136,87±64,9a	3,04±0,81a	4,25±2,27a	0±1a	0,05±0,02a	5,03±2,59a	0±1a	17,78±9,29	0,21±0,2a	30,18±10,68a
C	35-120	8,54±0,35a	187,9±14,3a	2,99±1,16a	2,74±2,34a	0±0a	0,03±0,02a	3,55±2,92a	0±0a	19,95±11,3a	0,3±0,18a	29,72±14,68a
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Typha domingensis</i>												
A	0-20	6,92±0,19b	198,1±5,9a	1,13±0,13a	1,35±0,6a	0±0a	0,08±0,03a	1,58±0,59a	0,02±0,02a	7,7±1,67a	0,12±0,04a	7,24±2,54a
B	20-75	8,13±0,47a	147,2±44,4a	0,925±0,08b	0,39±0,13b	0,01±0a	0,02±0b	0,46±0,19b	0±0a	8,03±0,24a	0,08±0,02ab	3,93±0,54b
C	76-120	8,49±0,12a	156,9±2,9a	0,74±0,07b	0,21±0,02b	0,01±0a	0,02±0,01b	0,2±0,02b	0±0a	6,63±0,60a	0,06±0,01b	3,28±0,79b
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cyperus platicaulis</i>												
A	0-25	7,93±0,59a	166,8±18,2a	1,4±0,51a	0,71±0,63a	0±0a	0,04±0,01a	0,74±0,41a	0±2a	11,64±4,07a	0,06±0,02a	7,88±7,14a
B	25-77	8,59±0,7a	160,5±15,8a	2,18±2,07a	0,62±0,85a	0,01±0,1a	0,03±0,01a	0,82±1,17a	0±0a	18,35±16,38a	0,1±0,08a	18,67±24,31a
C	77-120	8,67±0,26a	150,8±11a	1,66±1,76a	0,53±0,68a	0,01±0a	0,03±0,02a	0,71±0,97a	0±1a	14,36±14,58a	0,09±0,08a	13,19±20,40a

*Les valeurs des moyennes suivies des écart-types

abc : Pour les échantillons composites, les moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne ne sont pas significativement différentes au seuil de 5% ; pour les échantillons des profils pédologiques, les moyennes portant la même lettre pour une même parcelle ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%

Tableau 6. 6: Caractéristiques chimiques des solutions des sols de Mugerero soumis à l'anaérobiose*

Hz	Pr (cm)	ESP (%)	ECP (%)	EMP (%)	EIP (%)	EMaP (%)	EPP (%)
1. Echantillons composites							
Parcelles rizicoles (n=13)							
A	0-25	5,8±4,8b	52,2±9,9a	38,5±6,4a	0,25±0,65a	0,99±0,65a	2,34±0,96a
Parcelles abandonnées (n=6)							
A	0-25	15,2±14,7a	42,1±10,5a	38,0±13,3a	1,38±3,35a	0,77±1,04a	2,52±1,06a
2. Echantillons des profils pédologiques							
Parcelle rizicole							
A	0-35	1,32±1,5a	69,4±1,4a	27,7±0,4c	0±0a	0,12±0,2a	1,41±0,44a
B	36-57	7±4,3a	54,0±3,1c	38,1±5,3a	0±0a	0±0a	0,96±0,14ab
C	58-120	6,4±1,7a	61±4,1b	31,9±2,5ab	0±0a	0±0a	0,74±0,02b
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cynodon sp</i>							
A	0-38	13,5±4,3a	44,4±10,1a	40,8±5,6a	0±0a	0,003±0a	1,28±0,19a
C	35-120	18,5±6,4a	46,4±4,4a	34,2±4,2a	0±0a	0±0b	0,88±0,12b
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Typha domingensis</i>							
A	0-20	9,4±4,4b	46,4±4,7a	42,01±0,8a	0±0a	0,44±0,56a	1,76±0,19a
B	20-75	15,2±3,0ab	45,5±1,8a	38,57±1,5b	0±0a	0,01±0,01a	0,79±0,03b
C	76-120	18,6±3,5a	47,6±2,7a	33,17±1,2c	0±0a	0±0a	0,69±0,07b
Parcelle abandonnée à dominance de <i>Cyperus platycaulis</i>							
A	0-25	17, 6±7,5b	45,1±20,6a	35,8±12,7a	0±0a	0,04±0,04a	1,47±0,7a
B	25-77	39,1±10,7a	28,7±6,3a	31,0±5,9a	0±0a	0±0,01a	1,22±0,4a
C	77-120	22,6±4,6b	45,3±4,6a	31,2±0,8a	0±0a	0,02±0,03a	0,87±0,23a

ESP, ECP, EMP ; EIP ; EMaP et EPP sont respectivement les taux de saturation du complexe d'échange en Na, Ca, Mg, Fe, Mn et K

*Les valeurs des moyennes suivies des écart-types

abc : Pour les échantillons composites, les moyennes portant les mêmes lettres dans la même colonne ne sont pas significativement différentes au seuil de 5% ; pour les échantillons des profils pédologiques, les moyennes portant la même lettre pour une même parcelle ne sont pas significativement différentes au seuil de 5%

6.3.2.4. Effet de l'anaérobiose sur les équilibres d'échange cationique

Dans les sols affectés par la salinité, le sodium attire l'attention d'un nombre important de recherches parce qu'il présente des effets néfastes sur la croissance de plantes cultivées mais aussi sur les propriétés physiques des sols. Les effets néfastes du Na dépendent non seulement de ses concentrations absolues dans les phases solution et échangeable du sol mais aussi des teneurs d'autres cations en présence.

Les équilibres d'échange ionique impliquant le Na et les cations divalents Ca et Mg ont été discutés dans les chapitres 3 et 5. Des coefficients de sélectivité d'échange ont été évalués en conditions de laboratoire ouvertes à l'air. Or, les sols objet de cette étude sont soumis à une submersion durant toute la période végétative du riz. Il est donc important de mener une telle étude en conditions anaérobies. Dans ce paragraphe, il s'agit d'établir les paramètres d'échange du sodium vis-à-vis du calcium et du magnésium, du sodium vis-à-vis du pool des cations divalents incluant le Fe et le Mn et

du calcium vis-à-vis du magnésium. Les coefficients de sélectivité trouvés sont comparés à ceux qui ont été calculés pour les conditions aérobies dans les chapitres 3 et 5. Du point de vue analytique, rappelons que les cations solubles ont été analysés dans les extraits à eau et que les cations échangeables ont été obtenus en recourant à deux méthodes différentes : différence entre les teneurs en cations extractibles (à l'Ac-Na, pH 8,2 pour Ca et Mg et à l'Ac-NH₄, pH 7 pour Na) et les cations solubles à la dilution 1/5 pour les conditions aérobies, et extraction au NH₄Cl à pH 7 pour les sols incubés en anaérobiose. Les formulations chimiques et mathématiques utilisées sont détaillées aux chapitres 3 et 5. Nous emprunterons les écritures ESR', SAR' et SAR* pour l'échange Na - (Ca+Mg+Fe+Mn) et nous garderons les écritures ESR, SAR et SAR* pour l'échange Na - (Ca+Mg); le symbole D sera désormais réservé à l'ensemble des cations Ca²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺ et Mn²⁺.

6.3.2.4.1. Echange entre le sodium et les cations divalents

a) Formalisme de Gapon

L'application de la formulation de Gapon pour l'échange entre la Na et le pool des cations divalents D constitué par Ca²⁺, Fe²⁺, Mg²⁺ et Mn²⁺ est opérée en utilisant les relations (3.13) à (3.19) du chapitre 3. En portant sur un graphique ESR' et SAR' calculés à base des teneurs en Na et cations divalents des phases surface et soluble des sols incubés pendant 28 jours, on obtient la figure 6.19 qui montre l'évolution de la grandeur de K_G en fonction de SAR'. Comme pour les sols non incubés, on remarque que le coefficient de Gapon n'est pas constant et qu'il augmente avec l'augmentation de la charge sodique. Nonobstant cette croissance de K_G avec la sodicité, une valeur constante de K_G de 0,015 est obtenue dans la gamme des faibles valeurs de SAR' (Figure 6.19 à droite). On note que cette valeur n'est pas loin de 0,01475 qui a été trouvé pour 59 sols de l'Ouest des USA par le US Salinity Laboratory (USDA, 1954).

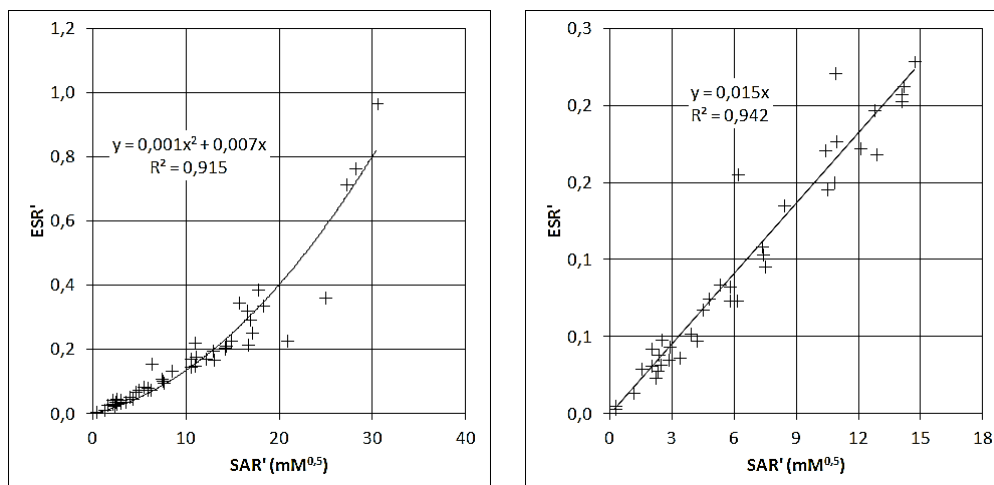


Figure 6.19: Relation entre ESR' et SAR' pour les sols incubés en anaérobiose (à gauche); relation entre ESR' et SAR' pour les sols incubés aux faibles valeurs de SAR' (à droite)

Nous avons tenté de chercher si ce coefficient serait constant en remplaçant SAR' par SAR'* calculé avec les activités des cations en solution. La courbe obtenue est représentée à la figure 6.20. On constate que la relation ESR' versus SAR'* demeure curvilinéaire et ne permet pas de discerner le coefficient de sélectivité de K_G pour des sols à grande sodicité. Un coefficient K_G de 0,37 est pourtant valable pour des faibles valeurs de SAR'*.

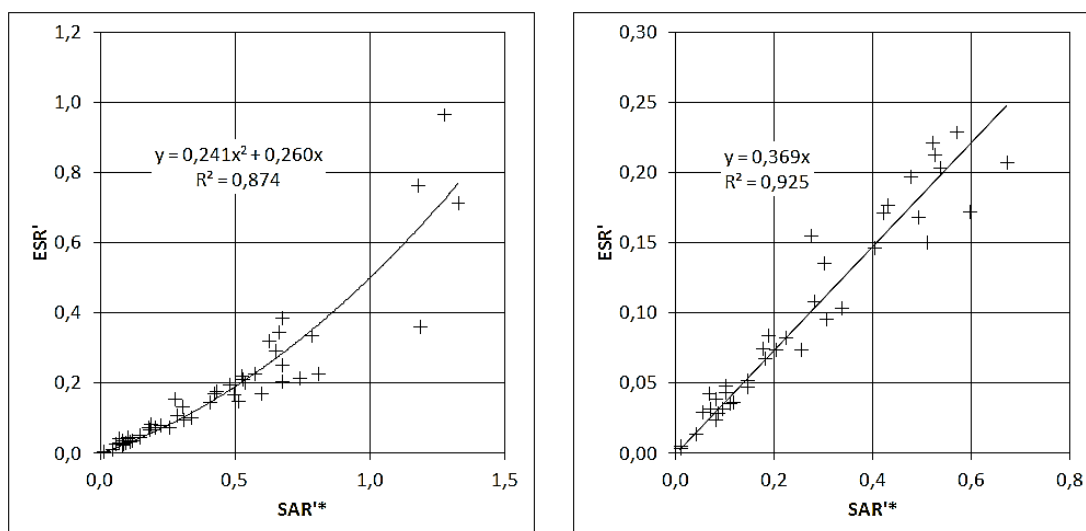


Figure 6.20: Relation entre ESR' et SAR'* pour les sols incubés de Mugerero (à gauche); Relation entre ESR' et SAR'* pour les sols incubés à faibles valeurs de SAR'*

Comme il a été observé que les teneurs en Fe et Mn solubles et échangeables sont faibles, il est intéressant de chercher le coefficient de sélectivité de Gapon dans l'échange Na - (Ca+Mg) en faisant abstraction du Fe et du Mn. Les courbes obtenues et illustrées à la figure 6.21 montrent que les relations ESR-SAR sont similaires à celles trouvées en incluant le Fe et le Mn dans le pool des cations divalents. De même, en utilisant les activités des cations de la phase solution au lieu des concentrations

molaires, la relation reste curvilinéaire et présente un coefficient de sélectivité unique $K_G = 0,36$ dans les faibles saturations en Na (Figure 6.22).

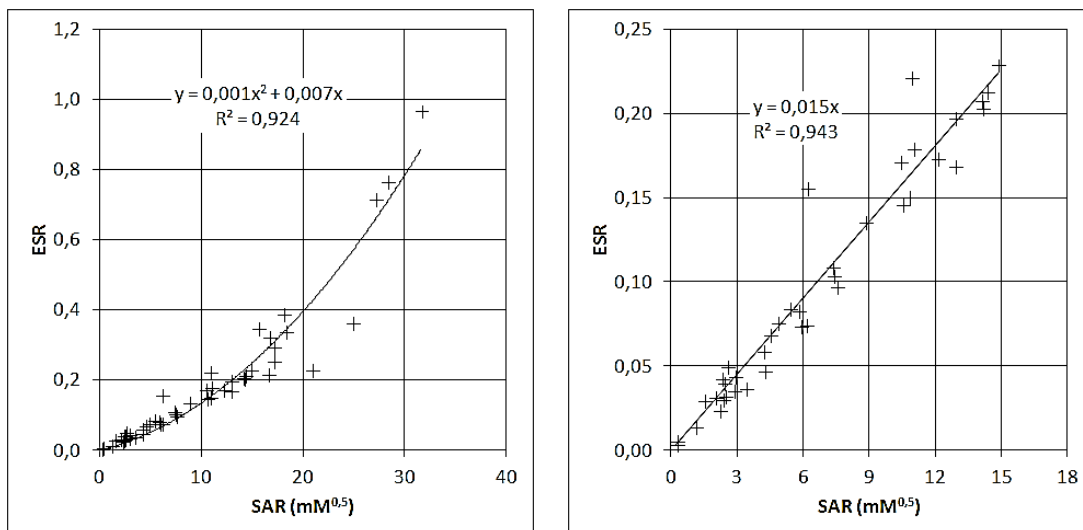


Figure 6.21: Relation entre ESR et SAR (à gauche: avec tous les sols ; à droite : avec les faibles valeurs de SAR)

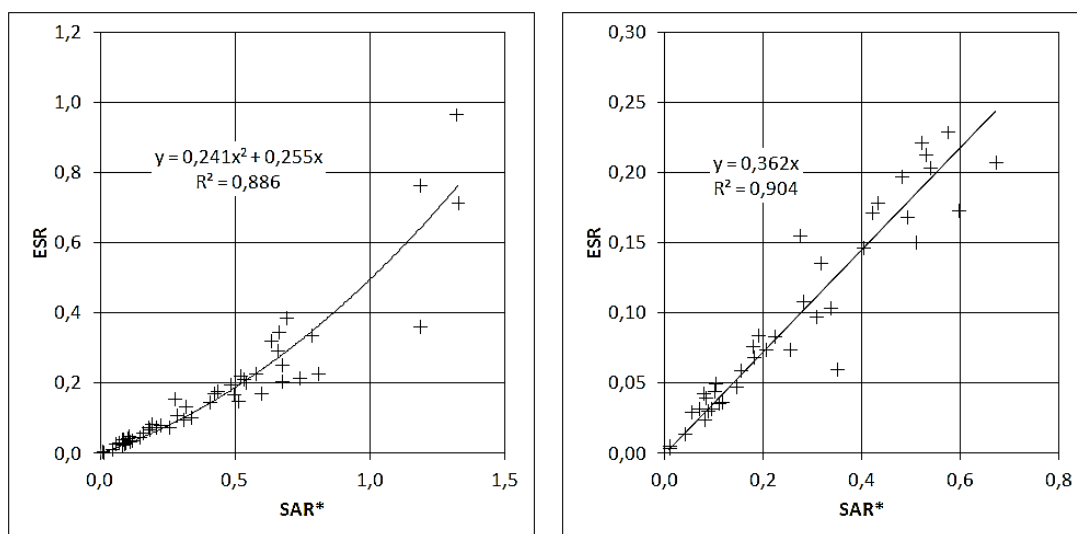


Figure 6.22: Relation entre ESR et SAR* calculé en utilisant les activités en solution (à gauche: avec toutes les valeurs de SAR*; à droite: avec les faibles valeurs de SAR*)

b) Formalisme de Vanselow

La détermination du coefficient de sélectivité de Vanselow (1932) pour l'échange entre le Na et le pool des cations divalents D est opérée en appliquant la relation (3.24) du chapitre 3. La grandeur de K_V renseigne sur l'affinité des colloïdes du sol pour le Na par rapport aux cations divalents (Ca, Fe, Mg et Mn). Lorsque K_V est égal à 1, le complexe d'échange n'a pas de préférence pour les deux cations. Si K_V est supérieur à 1, l'échangeur affiche une préférence pour Na, tandis qu'un coefficient de sélectivité

inférieur à 1 indique une préférence du complexe d'échange pour les cations divalents que pour le Na.

Le graphique obtenu en mettant en ordonnée le rapport des fractions molaires $\frac{M_{Na}}{M_D}^{0,5}$ et le ratio SAR'* en abscisse est une droite dont la pente indique un coefficient de sélectivité de Vanselow $K_V = 0,85$ caractéristique des conditions réductrices des sols étudiés (Figure 6.23 à gauche). Cette valeur est d'autant plus pratique pour ces sols qu'un coefficient de sélectivité, $K_V = 0,89$, proche de cette valeur a été trouvé pour les faibles sodicités (Figure 6.23 à droite).

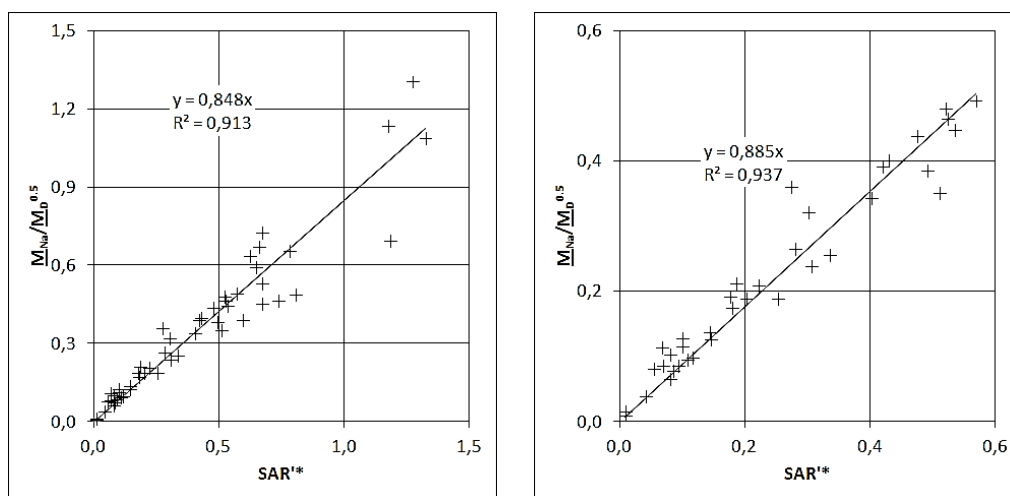


Figure 6.23: Relation entre le ratio des fractions molaires du Na et des cations divalents en solution et le SAR'* (à gauche : pour toute la gamme de sodicité ; à droite : pour les faibles valeurs de SAR'*)

En procédant de la même manière pour l'échange Na - (Ca+Mg), c'est-à-dire en laissant de côté le Fe et le Mn, on trouve un coefficient de sélectivité unique $K_V = 0,68$ (Figure 6.24) qui n'est pas éloigné de celui qui caractérise l'échange Na - (Ca+Mg+Fe+Mn).

En examinant les coefficients K_V obtenus pour l'échange Na - (Ca+Mg) en conditions aérobies ($K_V = 0,5$) et anaérobies ($K_V = 0,68$), et pour l'échange Na - (Ca+Fe+Mg+Mn) en anaérobiose ($K_V = 0,85$), on constate que les trois coefficients sont étendus entre 0,5 et 0,9.

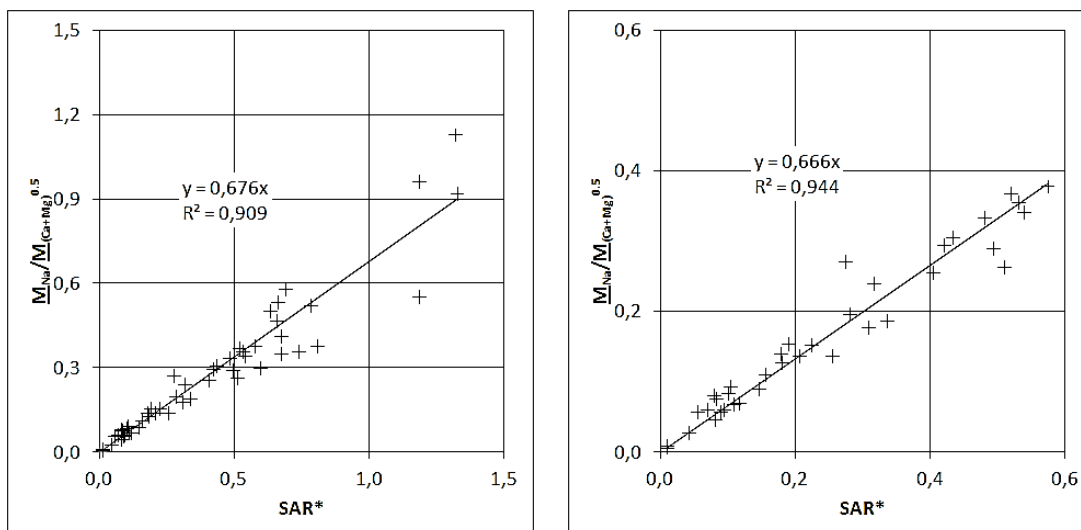


Figure 6.24: Relation entre le ratio des fractions molaires du Na et du pool du Ca et du Mg et le SAR' (à gauche : pour toute la gamme de sodicité ; à droite : pour les faibles valeurs de SAR'*)

c) Formalisme de Gaines et Thomas

L'étude de l'échange entre le Na et les tous cations divalents analysés (Ca, Fe, Mg et Mn) par le conceptualisme de Gaines et Thomas (1953) procède par le traçage du graphique du rapport des fractions équivalentes des cations de la phase surface et du SAR'* en appliquant la relation 3.28 du chapitre 3. La figure 6.25 de gauche montre qu'un coefficient de sélectivité $K_C = 0,39$ caractérise l'échange entre le Na et le pool des cations divalents. La figure 6.25 de droite montre la valeur du coefficient $K_C = 0,36$ calculé pour les faibles valeurs de SAR'*. Ce dernier étant du même ordre que le coefficient K_C déterminé avec tous les sols, on pourrait affirmer l'applicabilité de la valeur K_C de 0,39 pour les sols soumis à l'anaérobiose.

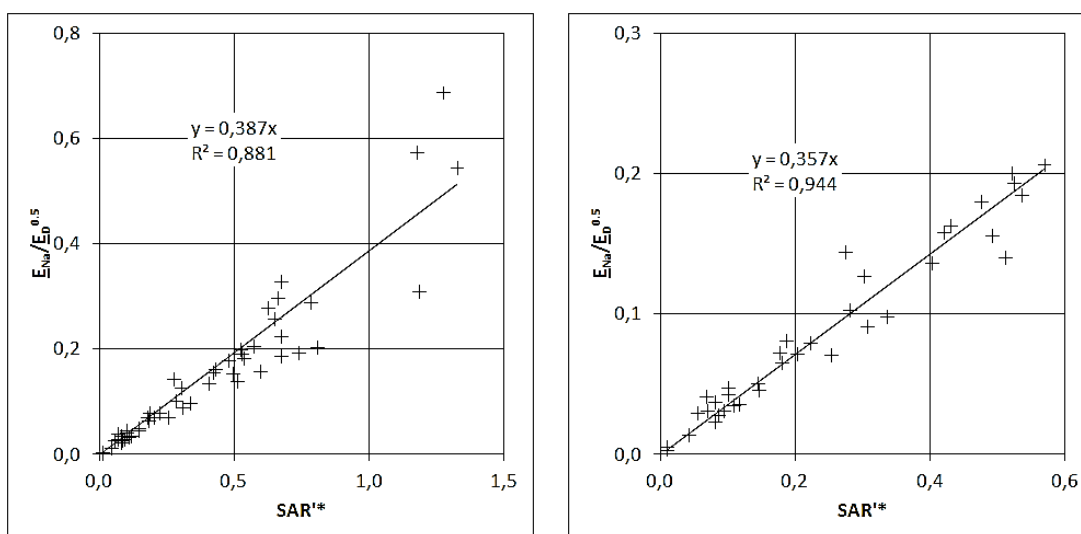


Figure 6.25: Relation entre le rapport des fractions équivalentes du sodium par rapport aux cations divalents et du SAR'* (à gauche : établie toute la gamme de sodicité; à droite : avec les faibles valeurs de SAR'*)

En faisant abstraction du Fe et du Mn dans l'application du conceptualisme de Gaines et Thomas (1932), on obtient le coefficient de sélectivité d'échange entre le Na et les cations Ca et Mg. La courbe obtenue est illustrée à la figure 6.26. On remarque qu'une valeur unique K_C de 0,38 peut être applicable pour la modélisation des équilibres d'échange entre le Na et les divalents Ca+Mg et qu'il est aussi valable aux faibles valeurs de SAR* puisqu'un coefficient égal à 0,36 (qui n'est pas éloigné de 0,38) est trouvé avec les seuls échantillons aux faibles valeurs de SAR* (Figure 6.26 à droite).

On note qu'il n'y a pas de grandes différences entre les coefficients de sélectivités de Gaines et Thomas établis pour l'échange Na - (Ca +Mg) en conditions ouvertes à l'air ($K_C = 0,29$ et $0,28$) et ceux qui sont établis en conditions d'anaérobiose pour cet échange ($K_C = 0,38$ et $0,36$) d'une part, et ceux de l'échange entre le Na et le pool des cations divalents qui incluent le Fe et le Mn en conditions anaérobies ($K_C = 0,39$ et $0,36$) d'autre part ; les coefficients calculés avec ou sans le Fe et le Mn en conditions anaérobies se révélant très proches.

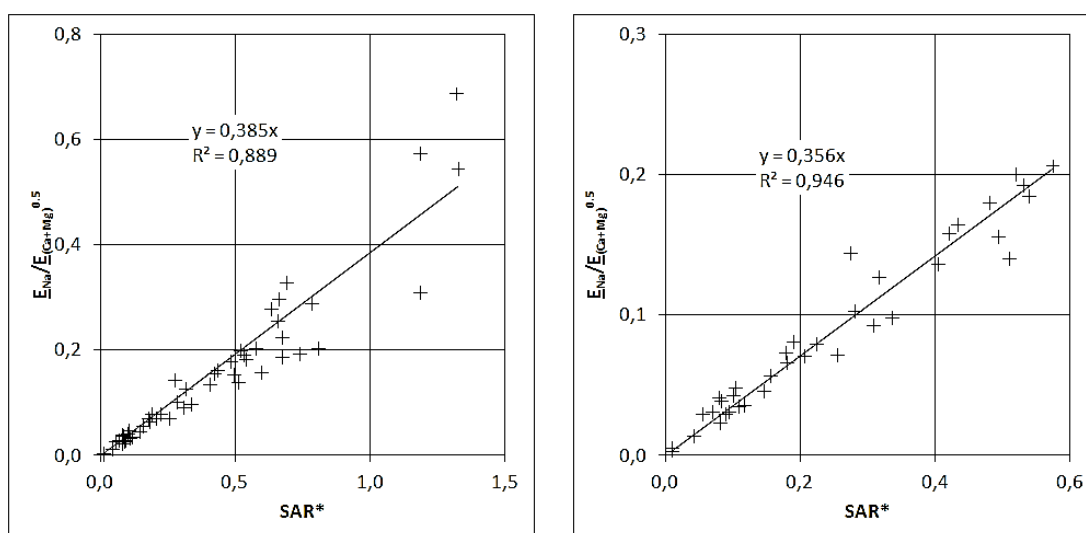


Figure 6.26: Relation entre le rapport des fractions équivalentes du Na par rapport aux cations Ca et Mg et SAR* (à gauche: toute la gamme de sodicité; à droite: avec les faibles valeurs de SAR*)

6.3.2.4.2. Echange entre le calcium et le magnésium

Les analyses de la composition de la solution et du complexe d'échange en conditions aérobie des sols de Mugerero ont montré, dans les chapitres précédents, que ces sols présentent une préférence plus grande pour le Ca que pour le Mg. Néanmoins, cette conclusion ne peut être valable que pour les seules périodes où les sols ne sont pas submergés à des fins de riziculture ; l'extension du coefficient de sélectivité entre les deux cations trouvés en conditions ouvertes à l'air aux périodes de submersion est à faire avec précaution. D'où l'importance de procéder à l'analyse de la sélectivité d'échange entre ces deux cations divalents en conditions anaérobies dont les

propriétés physico-chimiques ne sont pas tout à fait les mêmes que celles des conditions aérobies.

Ainsi, le coefficient de sélectivité d'échange de Vanselow et de Gaines et Thomas (qui sont les mêmes pour les échanges entre les cations de même valence) entre le Ca et le Mg est établi en utilisant les relations (5.36) et (5.37) du chapitre 5 qui recourent respectivement aux activités et aux concentrations molaires du Ca et du Mg en solution. Le Ca et le Mg ayant les mêmes coefficients d'activité, on ne peut pas s'attendre à une différence remarquable entre les deux expressions. En appliquant cette conceptualisation de l'échange pour les sols soumis à l'anaérobiose, on obtient un coefficient de sélectivité unique $K_C = K_V = 1,4$ pour cet échange Ca - Mg (Figure 6.27). On remarque que ce coefficient de sélectivité d'échange entre le Ca et le Mg est dans le même ordre de grandeur que celui établi pour les sols non incubés ($K = 1,5$). Sa supériorité à l'unité indique que les sols étudiés présentent une préférence plus grande pour le Ca que pour le Mg que ce soit en conditions aérobies ou en conditions anaérobies.

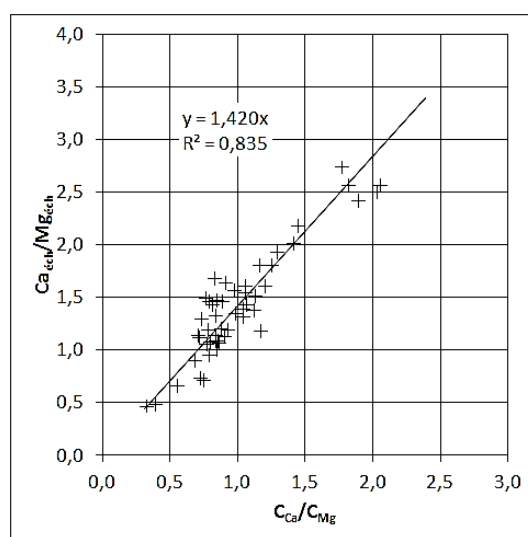


Figure 6.27: Relation entre le rapport des cations échangeables sur les rapports des cations solubles

6.3.2.4.3. Synthèse sur l'effet de l'anaérobiose sur les équilibres d'échange cationique

Disposant des coefficients de sélectivité établis dans deux conditions différentes (aérobies et anaérobies) sur base de trois théories conceptuelles montrées dans les paragraphes précédents et dans les chapitres 3 et 5, il est important d'en faire un commentaire global. Les valeurs de tous les coefficients de sélectivité établis dans les deux conditions en appliquant les trois concepts sont reprises dans le tableau 6.7. L'examen des valeurs de ces coefficients de sélectivité révèle quelques constatations :

(i) le coefficient de Gapon K_G n'est pas constant dans toutes les deux situations expérimentales; il augmente avec les augmentations des charges sodiques en solution et sur le complexe d'échange. Il est cependant constant dans la gamme de faible sodicité et prend les valeurs de 0,011 et 0,015 respectivement en conditions ouvertes à l'air et en conditions d'anaérobiose. On remarque que ces valeurs sont proches de 0,01475, valeur de K_G établie pour 59 sols de l'Ouest des Etats-Unis par le US Salinity Laboratory (USDA, 1954).

(ii) Les coefficients de sélectivité K_G , K_V et K_C pour l'échange Na - (Ca + Mg) établis en conditions d'anaérobiose sont légèrement supérieurs à ceux qui sont établis en conditions ouvertes à l'air. L'incubation en anaérobiose provoquerait donc la diminution de la sélectivité des divalents par rapport au Na ; effet explicable par la perte de la matière organique dont l'affinité aux cations divalents particulièrement le Ca est connue.

(iii) En conditions anaérobies, les coefficients de sélectivité K_G , K_V et K_C pour l'échange Na - (Ca+Mg) ne diffèrent pas de ceux qui caractérisent l'échange Na - (Ca+Mg+Fe+Mn). Le rapprochement des deux sortes de sélectivité est certainement la conséquence des faibles concentrations des cations Fe et Mn en solution et sur le complexe d'échange ; la prise en compte du Fe et du Mn dans le calcul des sélectivités d'échange n'est donc pas nécessaire.

(iv) le complexe d'échange a plus de préférences pour Ca que pour Mg que ce soit en conditions aérobie et anaérobies.

Tableau 6.7: Récapitulation des coefficients de sélectivités établis en conditions aérobie et en conditions anaérobies

Type d'échange	Coefficient de sélectivité (K_G , K_V , K_C et K_{CaMg})	Conditions aérobie		Conditions anaérobies	
		Toutes valeurs	Faibles charges du Na	Toutes valeurs	Faibles charges du Na
Echange Na – (Ca+Mg)	K_G	-	0,011	-	0,015
	K_G^*	-	0,267	-	0,362
	K_V	0,51	0,537	0,676	0,666
	K_C	0,294	0,278	0,385	0,356
Echange Na - (Ca+Mg+Fe+Mn)	K_G	-	-	-	0,015
	K_G^*	-	-	-	0,369
	K_V	-	-	0,848	0,885
	K_C	-	-	0,387	0,357
Echange Ca - Mg	K_{CaMg}	1,462	-	1,42	-

6.4. Conclusion

Les propriétés des sols soumis à l'anaérobiose par incubation à une température fixe se sont révélées intéressantes par leur dynamique au cours de l'anaérobiose et les caractéristiques particulières qui les différencient de celles des sols maintenus en conditions d'aérobiose.

Les résultats sur la cinétique des propriétés de la solution du sol ont montré que les pH des sols engorgés en anaérobiose tendent vers la neutralité. Les pH acides ou même légèrement acides augmentent avec la durée d'incubation alors que les pH alcalins décroissent avec la durée d'incubation. Dans les deux cas, le pH se stabilise aux environs de 7 après 3 semaines d'incubation.

Le potentiel redox diminue au cours de l'anaérobiose et atteint des valeurs minimales généralement après une incubation de 2 à 4 semaines selon la teneur en matière organique. Des variations similaires de pH et de Eh avec le temps d'incubation sont notées. Ces deux variables diminuent en même temps et se stabilisent simultanément pour les sols au pH alcalin tandis qu'ils évoluent en sens inverse tout en affichant des paliers au même moment pour les sols au pH acide. La CE augmente avec la durée d'incubation et sa dynamique suit celle du Ca et du Mg ; elle affiche en outre des similarités d'évolution avec le Na sauf dans un sol très salin. Les teneurs en Fe et en P présentent un même schéma d'évolution. Ils augmentent dans certains sols avec le temps d'incubation et diminuent dans les sols à dominance de bicarbonates. Un schéma similaire d'évolution de Eh et de Mn a été aussi observé ; des augmentations rapides de Mn sont juxtaposées aux diminutions rapides de Eh et les deux variables montrent des paliers au même moment. Les augmentations (ou les diminutions selon les cas) de fer en solution se juxtaposent avec les diminutions de Eh et les deux variables se stabilisent au même moment.

Cette analyse de la dynamique de ces éléments a permis de conclure que la plupart de ces variables sont déjà stables après 4 semaines d'incubation et de choisir cette durée pour l'incubation des suspensions de tous les échantillons pour cette durée afin d'en déterminer les paramètres de la solution et du complexe d'échange. L'analyse du pH des solutions incubées pendant 28 jours a montré que cette variable varie entre 7 et 9 alors qu'elle s'étalait de 6 à 10 dans les solutions non incubées. Le potentiel redox des solutions incubées est compris entre -56 mV et +239 mV, et la correspondance des faibles valeurs de Eh et des teneurs en carbone organique relativement élevées traduirait l'importance de la matière organique sur l'état d'oxydoréduction des sols étudiés.

Par suite de la libération des cations en solution, la salinité augmente dans toutes les solutions. La composition des solutions extraites après incubation demeure qualitativement identique à celle des solutions non incubées en montrant une dominance des ions Na^+ et SO_4^{2-} . Néanmoins, du point de vue quantitatif, l'anaérobiose a provoqué des augmentations des cations surtout le Ca et le Mg en relation avec le pourcentage en matière organique. Les analyses du fer et du manganèse ont montré que l'anaérobiose ne provoque pas toujours leur présence effective en solution et sur le complexe d'échange ; effet vraisemblablement dû à la précipitation de ces cations en nouvelles formes minérales non solubles dans les conditions de pH élevé.

L'analyse des équilibres d'échange entre le Na et le pool des cations divalents a montré qu'il n'existe pas de différence de comportement du coefficient de Gapon K_G selon l'état d'oxydo-réduction des sols ; ce coefficient n'est constant que pour les faibles charges sodiques. Par ailleurs, les coefficients Vanselow et de Gaines et Thomas montrent que l'anaérobiose s'accompagne des légères augmentations de la sélectivité du complexe d'échange vis-à-vis du sodium et que l'anaérobiose ne modifie en rien la préférence du complexe d'échange pour le Ca par rapport au Mg.

En définitive, cette étude a permis de montrer qu'un bon nombre de propriétés des phases surface et liquide varient selon qu'elles sont déterminées en conditions ouvertes à l'air ou en anaérobiose.

Chapitre 7. Evaluation du pouvoir tampon des sols salés du périmètre rizicole de Mugerero à l'égard du potassium en relation avec les propriétés des sols

Le potassium a été identifié comme étant un des éléments nutritifs dont dépend la productivité rizicole des sols étudiés au chapitre 4. Dans ce chapitre, nous allons évaluer dans quelle mesure les propriétés intrinsèques des sols, déterminées au chapitre 3, serviraient d'indicateurs du pouvoir tampon vis-à-vis du potassium.

Résumé

L'évaluation des relations entre les paramètres de quantité et d'intensité pour le potassium et des propriétés intrinsèques des sols est bénéfique pour une gestion appropriée de la fertilisation en potassium. Dans cette étude, les courbes de quantité et d'intensité (courbe Q/I) ont été établies pour 13 sols rizicoles de Mugerero en suivant la méthode de Beckett (1964a) pour décrire la disponibilité de K dans le sol en tenant compte de la compétition de ce cation avec le Ca et le Mg. Les relations entre le pouvoir tampon vis-à-vis du potassium (PBC) et les propriétés intrinsèques des sols ont été étudiées. Les résultats montrent que le PBC varie de 16 à 208 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$. De même, ce paramètre présente des corrélations significatives avec les pourcentages en argile ($r = 0,97$; $p < 0,0001$) et en sable ($r = 0,97$; $p < 0,0001$) et avec la capacité d'échange cationique ($r = 0,98$; $p < 0,0001$). Ces résultats suggèrent que le PBC peut être bien prédit à partir du taux d'argile ou de sable ou de la CEC en utilisant des équations de régression linéaire finement établies. Il a par ailleurs été établi que le PBC est presque égale au produit de la CEC et du coefficient de sélectivité de Gapon. Ce dernier paramètre varie dans une fourchette moins étendue comprise entre 3 et 4,5 $\text{mol}^{-0,5} \cdot \text{L}^{0,5}$ pour 12 des 13 sols.

En définitive, les taux d'argile et de sable ainsi que la CEC sont des bons indices de prédiction du pouvoir tampon des sols de Mugerero à l'égard du K. Dans la pratique, du fait de sa détermination aisée par des mesures de routine, le pourcentage en sable est mieux indiqué pour définir le mode de gestion de la fertilisation potassique des sols étudiés. Ainsi, les sols riches en sable doivent être soumis à un régime de fertilisation fractionnée en engrais potassique.

Abstract

An assessment of relationships between parameters of potassium bioavailability and soil intrinsic variables is of important for an appropriate application of K fertilizer. In this study, quantity/intensity curves have been plotted for 13 soils paddy soil samples from Mugerero paddy area in lower Rusizi plain (Burundi) using Beckett's method for describing K bioavailability taking into account the competition between K ions and Ca and Mg ions for exchange sites. Relationships between potassium buffering capacity (PBC) and soil properties have been then assessed. The results show that PBC for these soils are ranged between 16 and 208 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$. Correlation analysis show that PBC is significantly correlated with clay content ($r = 0.97$; $p < 0.0001$), with sand content ($r = 0.97$; $p < 0.0001$) and with cation exchange capacity (CEC) ($r = 0.98$; $p < 0.0001$). These results suggest that PBC can be well predicted from clay content, sand content and CEC using linear regression. Moreover, our data demonstrate well the equality of PBC and the product of CEC and Gapon selectivity coefficient (K_G). The latter for the (Ca+Mg)-K exchange varies from 3 to 4.5 $\text{mol}^{-0,5} \cdot \text{L}^{0,5}$ for 12 of the 13 soils.

Finally, clay and sand content and CEC are good indicators of PBC in Mugerero soils. In practice, the percentage of sand is more appropriate for defining the rate of potassium fertilizer because of the ease of its determination by routine measurements. Thus, the soils with high contents of sand should be subject to fractional fertilization of potassium fertilizer.

7.1. Introduction

Le potassium est un élément essentiel pour la croissance des plantes. Il entre dans la composition des tissus végétaux dans des proportions pondérales de 1 à 3% (Malvi, 2011). Il est très mobile dans la plante mais l'est modérément dans les sols. Dans les sols affectés par la salinité, la disponibilité du K en quantité suffisante est indispensable pour la turgescence de la stèle de la racine afin de contrer la grande pression osmotique de la solution du sol (Marschner et al., 1995). Dans les conditions de salinité et/ou sodicité, le statut nutritionnel du K dans les plantes dépend significativement du ratio molaire Na/K dans la solution (Devitt et al., 1981).

Un nombre important d'études sur la disponibilité des nutriments dans les sols se basent sur les méthodes utilisant les réactifs chimiques (acides chimiques concentrés ou dilués, sels neutres et acides organiques). Cependant, la présence d'une grande quantité d'un nutriment ne garantit pas sa disponibilité aux plantes parce que d'autres facteurs comme la salinité, l'humidité, la température, le pH, les conditions physiques et la présence d'éléments toxiques peuvent être des limitations (Fageria et al., 2011). Le K échangeable extrait par percolation à l'acétate d'ammonium à pH 7 a été depuis longtemps un moyen de caractériser le statut du K et d'estimer les besoins en K des sols pour la croissance des plantes cultivées mais cette fraction peut s'avérer inexacte car une partie du K non échangeable (potassium rétrogradé fixé en position interfoliaire des micas, de l'illite ou de la vermiculite et le potassium structural des feldspaths) peut être rendu disponible aux plantes spécialement dans les sols pauvres en K (Bertsch, 1985). Des recherches ont été menées dans le but de caractériser la capacité du K total à être disponible aux plantes (Richards et Bates, 1988); mais la dynamique de cette fraction n'est pas encore maîtrisée car seule une partie du K non échangeable est disponible aux plantes (Wang et al., 2004).

Au cours des six dernières décennies, une nouvelle approche intégrant les concepts de quantité et d'intensité a été employée pour investiguer l'état de la fertilité des sols par rapport au K et enfin en estimer la disponibilité. Certaines études du genre étaient basées sur l'estimation du pouvoir tampon des sols à l'égard de cet élément sur base de la CEC (McLean, 1976). Néanmoins, cette méthode s'est révélée inadéquate pour les sols qui peuvent fixer ou libérer du K dans le pool non échangeable (Cox et al., 1999). Un autre moyen de détermination du pouvoir tampon du sol est la détermination de la pente de la partie linéaire du graphique Q/I qui relie le K adsorbé par le sol et le rapport d'activité du potassium et des cations divalents les plus

abondants (AR_K) (Beckett, 1964b). Cette approche dérive des travaux de Woodruff (1955) sur le changement de l'énergie libre dans une réaction d'échange d'ions et de l'application de l'équation de Gapon sur l'équilibre entre le sol et la solution, et est largement adoptée dans les études de la disponibilité des nutriments dans le sol. Cette relation implique que la capacité d'un système de sol à maintenir une certaine concentration d'un cation en solution est déterminée par la quantité totale présente dans les formes facilement disponibles (échangeable et soluble) et de l'intensité par laquelle il est libéré en solution (LeRoux et Sumner, 1968).

Le vrai potentiel du potassium, ou l'intensité, est défini (Addiscott et Talibudeen, 1969) comme le changement d'énergie libre ($\Delta\bar{G}$) lorsqu'un équivalent de K s'échange dans le sol avec un équivalent de Ca (ou de Mg) ; soit par la formule suivante dans le cas de l'échange K - (Ca+Mg) :

$$\Delta\bar{G} = RT \ln \frac{a_K}{\sqrt{a_{Ca} + a_{Mg}}} \quad (7.1)$$

Où R et T sont la constante de gaz parfait et la température et ; a_K , a_{Ca} et a_{Mg} représentent les activités de K, Ca et Mg en solution.

Pour les potentiels déterminés à une température constante, le dernier terme du membre de droite de cette équation, c'est-à-dire le rapport d'activité du potassium (*activity ratio of potassium*), est aussi utilisé directement dans ce contexte. L'intensité du potassium est alors exprimée par :

$$AR_K = a_K / \sqrt{a_{Ca} + a_{Mg}} \quad (7.2)$$

Le facteur d'intensité correspond alors à la quantité d'ions présents dans la solution du sol, susceptibles d'assurer les besoins instantanés des plantes (Girard et al., 2005).

L'intérêt du pouvoir tampon est fondé sur le fait que le potentiel nutritif est le meilleur moyen pour mesurer la disponibilité en éléments nutritifs pour une culture. Le pouvoir tampon mesure ainsi le changement de disponibilité résultant de l'apport d'éléments nutritifs ou de leurs prélèvements pour une culture (Addiscott et Talibudeen, 1969).

De nombreuses études se sont penchées sur les équilibres d'échange cationique impliquant le potassium dans beaucoup de sols du monde. Les paramètres de sélectivité de ce cation par rapport au Ca et au Mg dépendent largement des propriétés du sol telles que la minéralogie (Sharpley, 1989), la texture et la matière organique (Poonia et Niederbudde, 1990) et ne sont donc valables que dans les contextes dans lesquels ils sont établis.

Les propriétés physico-chimiques des sols rizicoles de Mugerero ont été montrées au chapitre 3. Il a été montré, à travers l'étude de l'influence des variables chimiques de la solution et de la phase surface sur les paramètres de production du riz (chapitre 4), que le K est un élément clé dans l'amélioration de la productivité rizicole de cette région. A notre connaissance, aucune étude n'a jusqu'ici été menée pour caractériser le statut du potassium de ces sols à grand intérêt agricole et dont les aspects physico-chimiques sont particulièrement distinctifs des autres sols. La dominance du Na et des sulfates/bicarbonates dans la phase solution et la part non négligeable du Mg sur le complexe d'échange sont des exemples d'illustrations des propriétés exceptionnelles de ces sols.

La présente étude se propose de déterminer pour les sols de Mugerero les rapports fondamentaux entre le pouvoir tampon vis-à-vis du potassium établi par la relation Quantité/Intensité et les caractéristiques intrinsèques de ces sols affectés par la salinité.

7.2. Matériels et méthodes

7.2.1. Considérations théoriques

Le pouvoir tampon d'un sol à l'égard du potassium peut être bien étudié à partir d'une réaction simple d'échange qui implique le potassium et le(s) cation(s) de valence élevé le(s) plus abondant(s) dans la solution du sol. Le Ca et le Mg étant les cations divalents les plus représentés dans la solution des sols de Mugerero, la réaction d'échange entre le K et le pool de ces deux cations divalents (Ca et Mg) conviendrait mieux pour une telle étude. Cette réaction peut être décrite selon le formalisme de Gapon (1933) par l'équation chimique suivante :



où *Soil* représente une mole charge des sites d'échange, et D symbolise les cations divalents Ca et Mg.

Le coefficient de Gapon, K_G , pour cette réaction d'échange est défini par :

$$K_G = \left[\frac{K_{éch}}{D_{éch}} \right] \cdot \left[\frac{a_D^{\frac{1}{2}}}{a_K} \right] \quad (7.4)$$

où $K_{éch}$ et $D_{éch}$ sont les cations échangeables K^+ et D^{2+} en cmolc/kg; a_K et a_D leurs activités dans la solution.

La relation (7.4) peut être écrite sous la forme :

$$K_{éch} = K_G \cdot D_{éch} \cdot a_K / a_D^{1/2} \quad (7.5)$$

En tenant compte de la relation 7.2, l'équation 7.5 devient :

$$K_{éch} = K_G \cdot D_{éch} \cdot AR_K \quad (7.6)$$

Le pouvoir tampon d'un sol vis-à-vis du potassium (PBC) est l'aptitude du sol à maintenir l'intensité constante à partir de la mobilisation des quantités retenues sur la phase solide du sol (Girard et al., 2005). Pour la réaction 7.3, le PBC est défini par :

$$PBC = \frac{\Delta(K_{éch})}{\Delta(AR_K)} = K_G \cdot D_{éch} \quad (7.7)$$

Comme il n'est pas toujours possible de déterminer avec précision $K_{éch}$, surtout lorsqu'il y a présence d'un type d'argile qui permet une libération lente du K initialement non labile, l'état d'adsorption de K peut être calculé par la variation de K dans la solution d'équilibre (ΔK) qui accompagne l'échange entre les cations K^+ et D^{2+} . L'équation 7.7 devient alors :

$$PBC = \frac{\Delta(K)}{\Delta(AR_K)} = K_G \cdot D_{éch} \quad (7.8)$$

Selon cette précédente équation, le PBC dépend de deux facteurs, le coefficient de sélectivité d'échange K_G et les teneurs des cations en compétition avec le K sur la phase échangeable. Le coefficient de sélectivité d'échange dépend du type de sites d'échange et du taux de saturation en potassium sur le complexe d'échange. Le coefficient de sélectivité de Gapon a été mis en cause par divers auteurs (ex : Evangelou et Phillips, 1987; Evangelou et Phillips, 1988 ; Delvaux et al., 1989) qui lui reprochent de ne pas reposer sur une approche thermodynamique rigoureuse et qu'en effet, sa définition mathématique implique que K_G tende vers l'infini aux grandes saturations du K sur le complexe d'échange. Néanmoins, le K ne représente qu'une faible proportion de la CEC dans la plupart des sols naturels, et le coefficient de Gapon est donc un bon outil d'évaluation de la sélectivité d'échange et spécialement dans une moindre mesure dans des études ayant des implications pratiques.

Cette conceptualisation a été étendue à la pratique par Beckett (1964a) pour la caractérisation des sols en ce qui concerne leur capacité de tamponner les variations du K dans la solution d'équilibre résultant de l'ajout du K par fertilisation ou par le retrait du K par absorption des plantes. Dans cette optique, des expériences sont conduites au laboratoire pour suivre les changements de la distribution du K entre les

phases solution et surface aux différents niveaux de K ajouté en solution. Les échantillons de sols sont mis en équilibre avec des solutions contenant un mélange de K et des cations compétiteurs (Ca et/ou Mg). Le facteur d'intensité AR_K est calculé à partir des concentrations des solutions d'équilibre en recourant à l'équation 7.2. Le facteur de quantité ΔK représente les changements de K sur le complexe d'échange ; c'est la quantité de K perdue ou gagnée par le sol. Son calcul est opéré par la formule :

$$\Delta K = (K_o - K_{eq})(V/W) \quad (7.9)$$

où K_o est la concentration de K dans la solution avant le mélange avec le sol, K_{eq} est la concentration de K dans la phase solution après équilibration avec l'échantillon de sol, V est le volume de la solution ajouté au sol, et W est la masse du sol sec impliqué.

Les valeurs positives de ΔK indiquent qu'une proportion de K ajouté en solution a été adsorbée au sol tandis que les valeurs négatives indiquent qu'une partie de K du sol (adsorbé ou rétrogradé) a été larguée en solution à partir du sol.

En traçant un graphique entre ΔK et AR_K , on peut visualiser le PBC pour le K par la pente de la courbe du graphique obtenu. La forme typique de la relation $\Delta K - AR_K$, aussi appelée courbe Quantité/Intensité (Q/I), est montrée à la figure 7.1. Sur cette figure, l'axe des ordonnées représente le paramètre de quantité (ΔK) tandis que l'axe des abscisses représente le facteur d'intensité (AR_K)

Dans le sol, quand les valeurs AR_K sont réduites suite à l'absorption de K par les plantes, le sol libère progressivement du K en solution ; si par contre cette activité augmente, le sol va adsorber les cations K^+ . Le PBC du K est défini par la pente de cette courbe. En général, cette pente est élevée en faibles valeurs de AR_K et diminue progressivement vers une valeur plus ou moins constante, comme indiqué par la partie linéaire de la courbe Q/I. Selon Beckett et Nafady (1967), cette partie linéaire peut être attribuée aux sites non spécifiques pour K (ex : surface planes des minéraux argileux) alors que la partie très courbée correspondante aux faibles valeurs de AR_K peut être attribuée aux sites spécifiques du K qui ont une affinité plus grande pour le K (ex : sites de bordure des minéraux altérés d'illite et de mica). Les interactions entre le K échangeable et le K dit « non échangeable » des espaces interfoliaires jouent aussi une influence sur la forme de la courbe Q/I, spécialement dans les sols pauvres en K échangeable. Le prolongement de la partie linéaire de la courbe Q/I à l'intersection de l'axe du facteur de quantité (à $AR_K = 0$) donne ΔK° qui représente la quantité de K retenue dans le sol sur des emplacements ou des surfaces dont l'équilibre est décrit par la partie linéaire du rapport Q/I ; c'est-à-dire la quantité du potassium adsorbé

d'une manière non spécifique. La différence entre la valeur correspondante au prolongement de la partie très courbée à l'axe de ΔK (qui équivaut approximativement au potassium échangeable) et ΔK° donne ExK qui représente la capacité des emplacements ou des surfaces dont l'équilibre d'échange K-D est décrit par la partie courbée inférieure du rapport Q/I ; en d'autres termes, c'est la quantité de potassium fortement lié aux sites spécifiques.

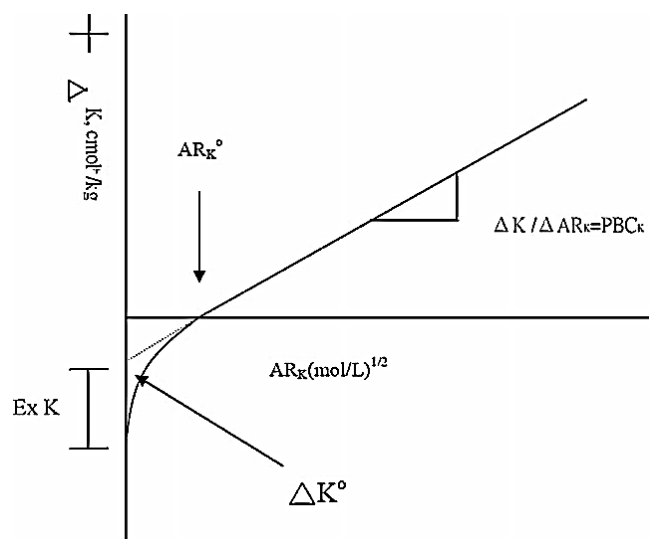


Figure 7. 1: Forme typique du graphique Q/I (Lin, 2011)

Un autre paramètre important dans les courbes Q/I est le AR_K correspondant à $\Delta K = 0$ (noté AR_K^e). Celui-ci serait une bonne estimation de la situation actuelle de la fertilité du sol en K, parce qu'il reflète le facteur d'intensité de K à la période d'échantillonnage. Il indique aussi mieux la disponibilité à court terme du K pour les plantes que le potassium échangeable (Bedrossian et Singh, 2004) ; en effet, différents niveaux de K échangeable peuvent correspondre à diverses concentrations de K en solution en fonction des caractéristiques du sol comme le type d'argile, la teneur en matière organique, et la CEC. Une importante documentation sur l'usage des courbes Q/I pour la gestion des sols est présentée dans divers ouvrages dont celui d'Evangelou et al. (1994).

7.2.2. Procédures expérimentales

7.2.2.1. Sols utilisés

Dans cette étude sur le statut du potassium dans les sols affectés par la salinité, treize échantillons composites de surface prélevés dans les parcelles rizicoles du périmètre de Mugerero dans la plaine de la Basse Rusizi au Burundi ont été utilisés. Leur mode de prélèvement et de préparation avant les analyses est décrit en détail au chapitre 3. En

bref, après le prélèvement, les échantillons ont été séchés à l'air libre, broyés et tamisés à 2 mm avant de subir les traitements spéciaux relatifs à l'étude proprement dite. Les principales caractéristiques physico-chimiques de ces sols ont été étudiées aux chapitres précédents et sont reprises au tableau 7.1. Dans ce tableau, nous rajoutons le potassium dosé par analyse minérale totale (Sahwney et Stilwell, 1994). D'une façon succincte, ce sont des sols aux propriétés variées bien qu'ils proviennent d'une superficie relativement petite. Le pH au rapport sol/eau de 1/2 se situe entre 6,31 et 8,19 ; la moitié des sols ont un pH supérieur ou égal à 7,52 ; illustrant leur caractère alcalin. La conductivité électrique (CE) des solutions extraites à la rapport sol/ea 1/2 s'étend de 0,14 à 2,68 dS/m (valeurs correspondantes à 0,55 et 10,57 dS/m en extrapolant au rapport sol/eau de 1/0,4 plausible à la saturation par référence à la formule 5.6 établie au chapitre 5). Le potassium est moins représenté en solution et sur la phase surface. Ce sont des sols dont le pourcentage en argile varie de 11 à 67 % et dont le pourcentage en limon tourne autour de 10%. Dans tous les 13 échantillons de sol étudiés, le K minéral et fixé de manière spécifique, calculé par la différence entre le K total et le K extractible à l'Ac-Na, pH 8,2, l'emporte énormément sur les autres formes de K dans le sol avec des pourcentages allant de 98% à près de 100%. Les sols qui ont les plus grandes teneurs en K total, en K fixé et structural et en K échangeable sont ceux qui sont caractérisés par un grand pourcentage en argile.

7.2.2.2. Modes de saturation des sols en potassium et traçage des courbes Quantité-intensité

La technique de Beckett (1964a) a été adoptée pour la détermination des paramètres de quantité et d'intensité. Une quantité de 3 g par échantillon de sol sec a été pesée sur balance électronique à haute précision et mise dans un tube à centrifuger de 50 ml. Dans ce tube, 30 ml d'une solution de CaCl_2 1mM et MgCl_2 1 mM contenant respectivement 0 ; 0,05 ; 0,1 ; 0,2 ; 1 et 2 mM de KCl y ont été ajoutés. Ces suspensions ont subi une agitation de 30 minutes à température ambiante (20°C); durée qui paraît adéquate pour assurer l'équilibre d'échange (Moss et Beckett, 1971). Elles ont été par la suite centrifugées à 4000 tours par minute (c'est-à-dire 2700 g) pendant 15 minutes pour l'extraction de la solution. Le surnageant a été récupéré, filtré sur papier Whatman n°41 et soumis aux analyses chimiques de K, Ca, Mg et Na par spectroscopie d'émission atomique à plasma (ICP-AES).

Le facteur d'intensité AR_K a été calculé en utilisant les activités des cations K, Ca et Mg obtenues à partir des concentrations molaires par conversion à l'aide de l'équation de Debye - Hückel (Lindsay, 1979) :

$$\log \gamma_i = -0,512 z_i^2 \left(\frac{I^{1/2}}{1+I^{1/2}} - 0,3I \right) \quad (7.10)$$

Où γ_i est le coefficient d'activité de l'ion i qui dépend de la valence z_i et de la force ionique I . La force ionique I a été déterminée à partir de la conductivité électrique (CE) de la solution d'équilibre en utilisant une relation empiriquement déterminée dans les solutions aux rapports sol/eau 1/8 et 1/12 pour les mêmes sols (chapitre 5) après spéciation chimique avec le logiciel Visual Minteq 3.0. Il a été ainsi trouvé que la force ionique des solutions des sols étudiés est reliée à la CE par la relation :

$$I = 0,015 * CE \text{ (dS/m)} \quad (7.11)$$

Les courbes Q/I ont été tracées pour chaque sol en affectant les variations de la quantité de potassium échangeable (ΔK) en ordonnée et le rapport d'activité potassique (AR_K) en abscisse. Leur intersection avec l'axe de AR_K donne le AR_K^e , c'est-à-dire le rapport d'activité potassique au moment où le sol ne perd ni ne gagne de K.

En vue de l'établissement de la constante de Gapon, les cations échangeables K, Ca et Mg ont été déterminés par la différence de la somme de leurs teneurs dans l'extrait d'acétate de sodium à pH 8,2 et dans l'électrolyte de fond mélangé avec les sols secs et leurs teneurs dans les solutions d'équilibre.

Tableau 7. 1: Principales caractéristiques chimiques des échantillons de sols utilisés dans l'expérience

N°	S	L	A	C	CEC-Na	pH 1/2	CE1/2	EPP 1/2	K tot	K Ext	K Str	K sol	K ech 1/2
	(%)	(%)	(%)	(%)	cmolc/kg		(dS/m)	(%)	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
1	69,9	10,1	20	1,62	17,08	6,73	0,98	1,48	7789	113,79	7675	15,14	98,8
2	45,7	10,2	44,1	1	26,76	6,93	0,23	1,13	11965	121,48	11843	3,02	118,6
3	59,7	9,9	30,4	1,23	20,5	8,07	0,56	0,41	10235	36,73	10198	3,97	32,8
4	72,6	8	19,4	0,51	16,07	8,19	0,3	0,38	7995	26,04	7969	2,29	23,8
5	23,5	10,5	65,9	2,23	50,26	7,94	2,68	1,6	17394	336,96	17056	22,58	314,7
6	23,5	14,7	61,8	2,15	49,05	7,99	0,42	1,72	20161	338,19	19822	9,06	329,4
7	68,3	11,6	20,1	0,91	15,87	6,77	0,14	0,43	8559	32,60	8526	64,88	26,8
8	75	12,5	12,5	1,07	15,17	7,01	0,17	0,79	8472	52,56	8420	60,94	46,7
9	74,7	10,5	14,8	1,18	13,29	8,12	2,48	1,25	8418	79,18	8339	14,36	64,9
10	67,4	9,6	23	0,98	17,21	7,26	0,8	0,9	9559	66,05	9493	398,00	60,2
11	63,6	10,7	25,7	0,86	19,71	7,52	1,73	1,24	10214	104,83	10109	9,56	95,4
12	78,8	10,2	11	1,05	9,96	6,31	2,09	0,54	8104	41,55	8062	20,46	21,1
13	21,5	11,8	66,7	1,98	49	8,09	1,1	2,08	20434	413,59	20020	16,38	397,6

S, A, L, C sont respectivement les pourcentages en sable, en argile, en limon et en carbone organique

EPP = taux de saturation du complexe d'échange en K ; donné par la formule : $EPP = K_{ech} \times 100 / (Na_{ech} + Ca_{ech} + Mg_{ech} + K_{ech})$

K tot, K Ext, K str, K sol et K ech 1/2 sont le K total, K extractible à Ac-Na, K structural et fixé, K soluble et K échangeable calculé au rapport sol/eau 1/2

7.3. Résultats et discussion

La composition chimique des solutions d'équilibre en cations K, Na, Ca et Mg ainsi que les valeurs correspondantes des paramètres AR_K et ΔK sont donnés dans le tableau 7.7 en annexe. Les courbes Q/I pour les 13 sols rizicoles de Mugerero sont données à la figure 7.2.

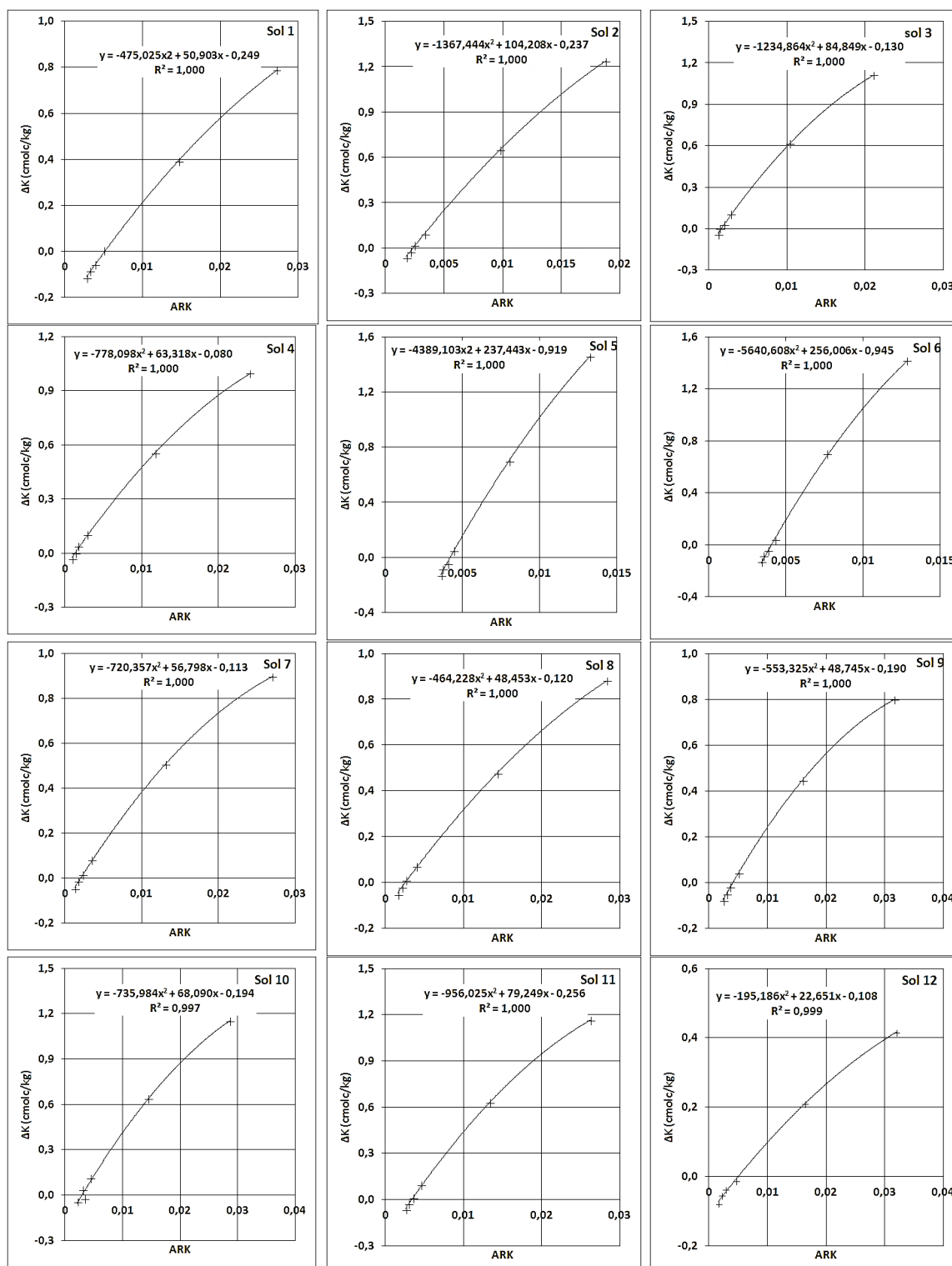


Figure 7. 2: Courbes Q/I obtenues pour les sols salés de Mugerero

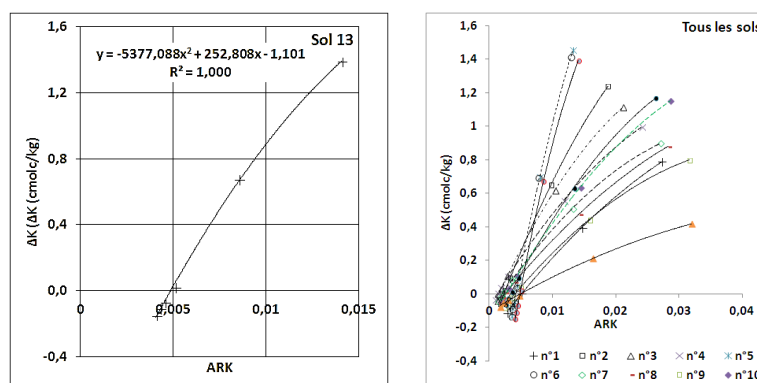


Figure 7.2 (suite) : Courbes Q/I obtenues pour les sols salés de Mugerero

On remarque que la forme graphique des courbes de la relation Q/I obtenues pour les sols étudiés n'est pas parfaitement linéaire. Elle est plutôt curvilinéaire et continue, et présente avec incurvation plus prononcée à des rapports d'activité plus faibles que pour des rapports élevés. Une telle forme est attribuée à la dominance du Ca selon Addiscott et Talibudeen (1969). Les équations polynômiales de second ordre conviennent mieux pour représenter les données expérimentales et leurs dérivées premières peuvent être utilisées pour calculer le PBC. Dans tous les sols, la pente de la courbe Q/I (= PBC) diminue quand AR_K augmente ; ce qui indique que l'affinité de ces sols au K diminue avec les augmentations de K ajouté.

Il n'est pas sans intérêt de retourner aux conditions réalistes sur terrain en ce qui concerne la fertilisation potassique qui est appliquée en raison 100 kg de NPK (10-20-20) ou encore 45 kg de KCl (0-0-60) par hectare (cfr chapitre 4). Ces doses correspondent aux concentrations de 0,3 et 0,5 mmol/L de K au rapport sol/eau 1/0,4 plausible au champ en considérant une répartition uniforme des fertilisants dans une solution du sol qui remplit une porosité de 50 % sur une profondeur de 25 cm d'une masse de terre sèche de 3000 t ; ce qui revient à considérer les concentrations 0,01 et 0,02 mmol/L à la rapport sol/eau 1/10 adopté dans cette expérience. On déduit donc que les deux grandes doses expérimentales de K (1 mmol/L et 2 mmol/L) se situent au-delà de la réalité et que les quatre points expérimentaux des plus faibles doses de K (de 0 à 0,2 mmol/L) peuvent être utilisés pour la détermination du PBC de K réaliste dans nos sols.

Ainsi, en se situant dans la gamme des concentrations de K ajouté réaliste dans les pratiques agricoles sur terrain avec les quatre plus faibles doses de K, on constate que les relations entre les variables AR_K et ΔK sont caractérisées par des courbes linéaires pour tous les sols (Figure 7.3) ; ce qui permet d'obtenir aisément une valeur unique de PBC pour chaque sol. Les équations de régression linéaire qui en sont issues et qui sont

données dans le tableau 7.2 indiquent la pente de la droite d'ajustement qui est le PBC. Les coefficients de détermination r^2 associés à ces droites sont tous supérieurs à 0,97 (Tableau 7.2) ; ce qui indique la bonne qualité d'ajustement de ces droites et la validité des pouvoirs tampon ainsi établis pour les treize sols.

Les PBC ainsi déterminés sont compris entre 16,2 et 207,9 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$ (Tableau 7.2 et 7.3). Les sols les plus riches en argile (sols 5, 6 et 13) présentent des plus grandes valeurs de PBC ($\geq 167 \text{ cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$) que les autres tandis que les sols riches en sable (sols 12, 8, 9 et 1) ont des PBC les plus faibles ($\leq 52 \text{ cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$).

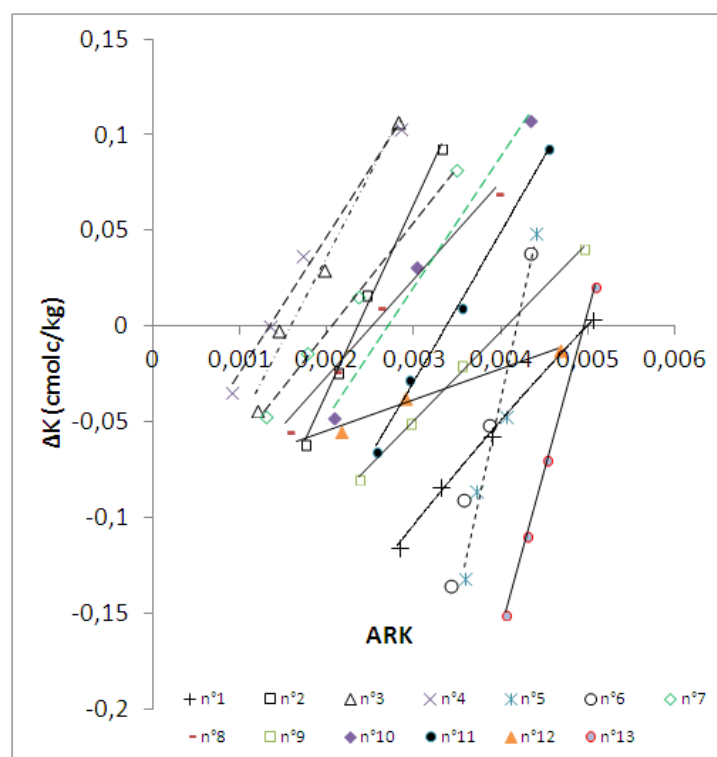


Figure 7. 3: Relation entre les variations de la quantité de potassium échangeable et le rapport d'activité potassique pour les quatre points aux plus faibles valeurs d'ARK

En comparaison avec les valeurs des PBC des autres sols du monde rapportés dans la littérature, les PBC des échantillons les plus riches en argile sont légèrement faibles par rapport à ceux qui ont été trouvés dans les vertisols argileux de la zone aride de Karnataka en Inde (PBC compris entre 254,54 et 298,35 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$) par Yeledhalli et al. (2007). Ils sont comparables aux PBC moyens de 186, 83 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$ déterminés pour les sols dominés par les smectites des régions arides et semi-arides de l'Iran (Bahmani et al., 2013). Les échantillons aux teneurs relativement élevées en sable (sols 12, 8, 9 et 1) présentent des PBC comparables à ceux qui ont été trouvés dans les échantillons des horizons superficiels des sols limoneux par Wang et al. (2004) (PBC compris entre 36 et 66 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$). Ils surpassent par contre

les sols sableux de la province de Thua Thien Hue au Vietnam dont les PBC sont compris entre 2 et 10 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$ (Ninh et al., 2009) et les sols limoneux sableux chaulés et fertilisés avec K de la plaine côtière de Delaware dont les PBC sont inférieurs à 8 $\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{1/2}$.

Tableau 7. 2: Equations de régression associées aux droites Q/I représentant les quatre points expérimentaux aux plus faibles valeurs de K ajouté

N° de sol	Equations de régression	r^2
1	$\Delta K = 52,336 AR_K - 0,261$	0,997
2	$\Delta K = 98,641 AR_K - 0,232$	0,995
3	$\Delta K = 87,491 AR_K - 0,139$	0,982
4	$\Delta K = 70,436 AR_K - 0,094$	0,988
5	$\Delta K = 207,947 AR_K - 0,871$	0,967
6	$\Delta K = 179,401 AR_K - 0,739$	0,990
7	$\Delta K = 57,519 AR_K - 0,118$	0,998
8	$\Delta K = 51,285 AR_K - 0,129$	0,992
9	$\Delta K = 46,367 AR_K - 0,189$	0,998
10	$\Delta K = 67,739 AR_K - 0,183$	0,990
11	$\Delta K = 78,329 AR_K - 0,264$	0,995
12	$\Delta K = 16,209 AR_K - 0,087$	0,984
13	$\Delta K = 166,89 AR_K - 0,826$	0,999

Tableau 7. 3: Caractéristiques des courbes Q/I des sols de Mugerero

N° de sol	PBC ($\text{cmolc.kg}^{-1} / (\text{mol.L}^{-1})^{0,5}$)	$K_6 (\text{mol}^{-0,5} . \text{L}^{0,5})$	$AR_K^e (\text{mol}^{-0,5} . \text{L}^{0,5})$
1	52,336	3,74	0,00513
2	98,641	4,40	0,00235
3	87,491	4,18	0,00157
4	70,436	4,14	0,00128
5	207,95	4,25	0,00420
6	179,4	3,71	0,00406
7	57,519	4,19	0,00204
8	51,285	3,84	0,00253
9	46,367	3,08	0,00409
10	63,516	4,53	0,00294
11	78,329	4,54	0,00337
12	16,209	1,81	0,00501
13	166,89	3,48	0,00486

En analysant les coefficients de corrélation entre le PBC et les propriétés intrinsèques des sols à savoir le taux d'argile, de sable et la CEC présentés au tableau 7.4 et à la figure 7.4, on remarque que le pouvoir tampon présente des bonnes corrélations avec la CEC ($r^2 = 0,96$) et avec les taux d'argile ($r^2 = 0,94$) et de sable ($r^2 = 0,94$). Le coefficient de détermination de la corrélation entre le PBC et le pourcentage de carbone organique ($r^2 = 0,64$) est plus faible que ceux des corrélations précédentes. Celui-ci est par ailleurs influencé par le leverage élevé de trois points par rapport aux autres (Figure 7.4). Ces points correspondent aux sols 5, 6 et 13 qui sont caractérisés par des taux élevés de matière organique et d'argile et des CEC élevées. On ne saurait donc pas affirmer qu'il y a une bonne relation entre le PBC et le carbone organique parce qu'il est connu que la matière organique n'a pas d'affinité préférentielle pour le potassium et n'influence donc pas le PBC pour ce cation (Beckett et Nafady, 1967). La grande affinité de la matière organique pour les cations divalents est due non seulement aux interactions électrostatiques, mais aussi à la formation de complexes organo-minéraux, processus non effectifs pour les cations monovalents.

Dès lors, le pouvoir tampon de ces sols à l'égard du potassium peut être estimé par les teneurs en argile ou en sable ou par la CEC en utilisant les équations de régression linéaire illustrées à la figure 7.4 par les relations suivantes:

$$PBC = 2,74 A (\%) + 2,94 ; \quad r^2 = 0,94 \quad (7.12)$$

$$PBC = -2,64 S (\%) + 241,70 ; \quad r^2 = 0,94 \quad (7.13)$$

$$PBC = 3,88 CEC - 5,00 ; \quad r^2 = 0,96 \quad (7.14)$$

Tableau 7. 4: Matrice de corrélation entre les paramètres intrinsèques des sols et le PBC et le coefficient de sélectivité de Gapon

	pH	CE	Sable	Argile	C	CEC	PBC	K _G
CE	0,14							
Sable	-0,47	-0,07						
Argile	0,48	0,08	-0,998 (***)					
C	0,30	0,30	-0,81 (***)	0,80 (**)				
CEC	0,50	0,11	-0,99 (***)	0,98 (***)	0,85 (***)			
PBC	0,57 (*)	0,12	-0,97 (***)	0,97 (***)	0,80 (**)	0,98 (***)		
K _G	0,27	-0,41	-0,21	0,23	-0,11	0,18	0,30	
AR _K ^e	-0,16	0,62 (*)	-0,28	0,26	0,63 (*)	0,32	0,19	-0,59 (*)

* : significatif au seuil de 5% ; ** : Significatif au seuil de 5‰ ; *** : Significatif au seuil de 1‰

Un commentaire qu'on peut faire de l'équation 7.6 est que le coefficient de proportionnalité entre AR_K et le rapport entre le potassium échangeable et le pool des divalents Ca et Mg (noté $K_{\text{éch}}/D_{\text{éch}}$) est le coefficient de sélectivité d'échange de Gapon

pour l'échange K - (Ca+Mg). Ce dernier exprime d'affinité relative que les sols peuvent développer pour K par rapport aux cations Ca et Mg.

Par des graphiques de $K_{\text{éch}}/D_{\text{éch}}$ versus AR_K , nous avons déterminé le coefficient de Gapon pour chaque échantillon de sol en vue d'examiner ses relations avec le pouvoir tampon vis-à-vis du potassium. Les courbes obtenues étaient curvilinéaires et ne permettaient pas d'avoir une valeur unique de K_G . Cependant, en procédant de la même manière que pour le pouvoir tampon avec les quatre points aux doses de K réalistes sur terrain, on constate que des droites conviennent mieux pour cette relation (Figure 7.5). La pente de la droite de régression ainsi tracée est le coefficient de Gapon. Les valeurs K_G pour les treize sols sont reprises dans le tableau 7.3. Elles varient de 1,81 à 4,54 mol.L^{-0,5}. La quasi-totalité des sols (sauf le sol 12) ayant des valeurs de K_G qui fluctuent dans la fourchette de 3 à 4,54 mol.L^{-0,5}, on pourrait dire que l'affinité relative de ces sols au K est du même ordre de grandeur (Tableau 7.3).

L'examen des corrélations entre K_G et les paramètres de quantité et d'intensité du K et les variables du sol (Tableau 7.4 et Figure 7.6) montre que le coefficient de Gapon n'a pas de corrélation significative avec aucune autre variable analysée.

Bien que K_G seul ne permette pas de prédire le PBC de ces sols de Mugerero ($r = 0,3$), une quasi-égalité de PBC et le produit de la CEC par K_G est observée. Cette égalité est illustrée à la figure 7.6 où on observe que les points des deux séries de données se rangent près de la première bissectrice et qu'une droite ajuste bien les données avec une pente de 0,99 proche de l'unité et un coefficient de détermination $r^2 = 0,98$ également proche de l'unité.

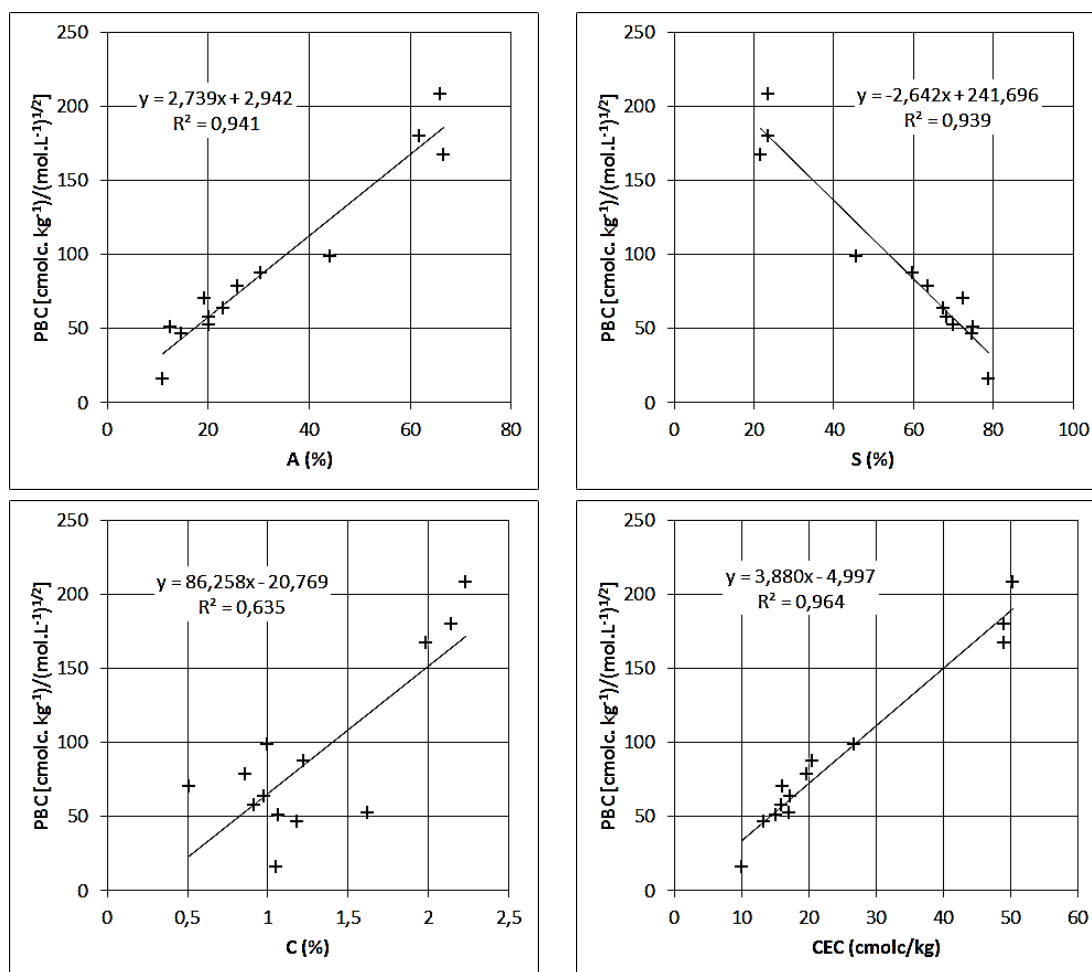


Figure 7. 4: Relation entre le PBC du potassium et les propriétés constitutives des sols

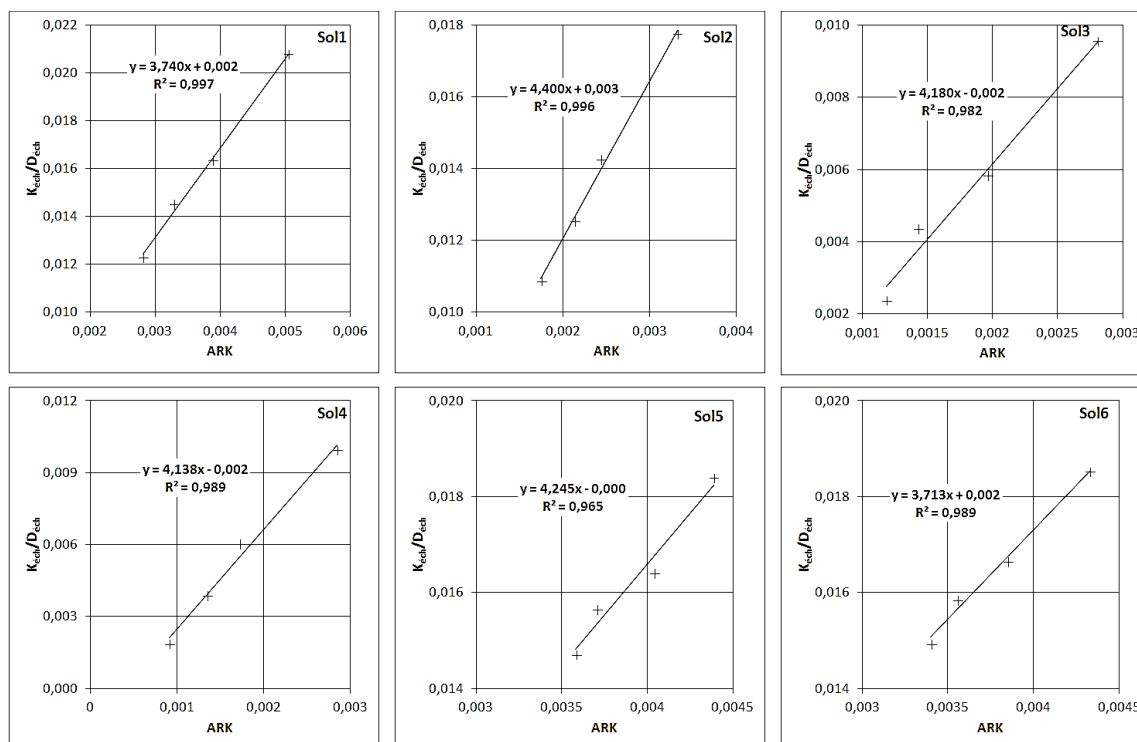


Figure 7. 5: Relation entre le rapport de K⁺ sur les cations divalents Ca²⁺ et Mg²⁺ des phases surface et solution

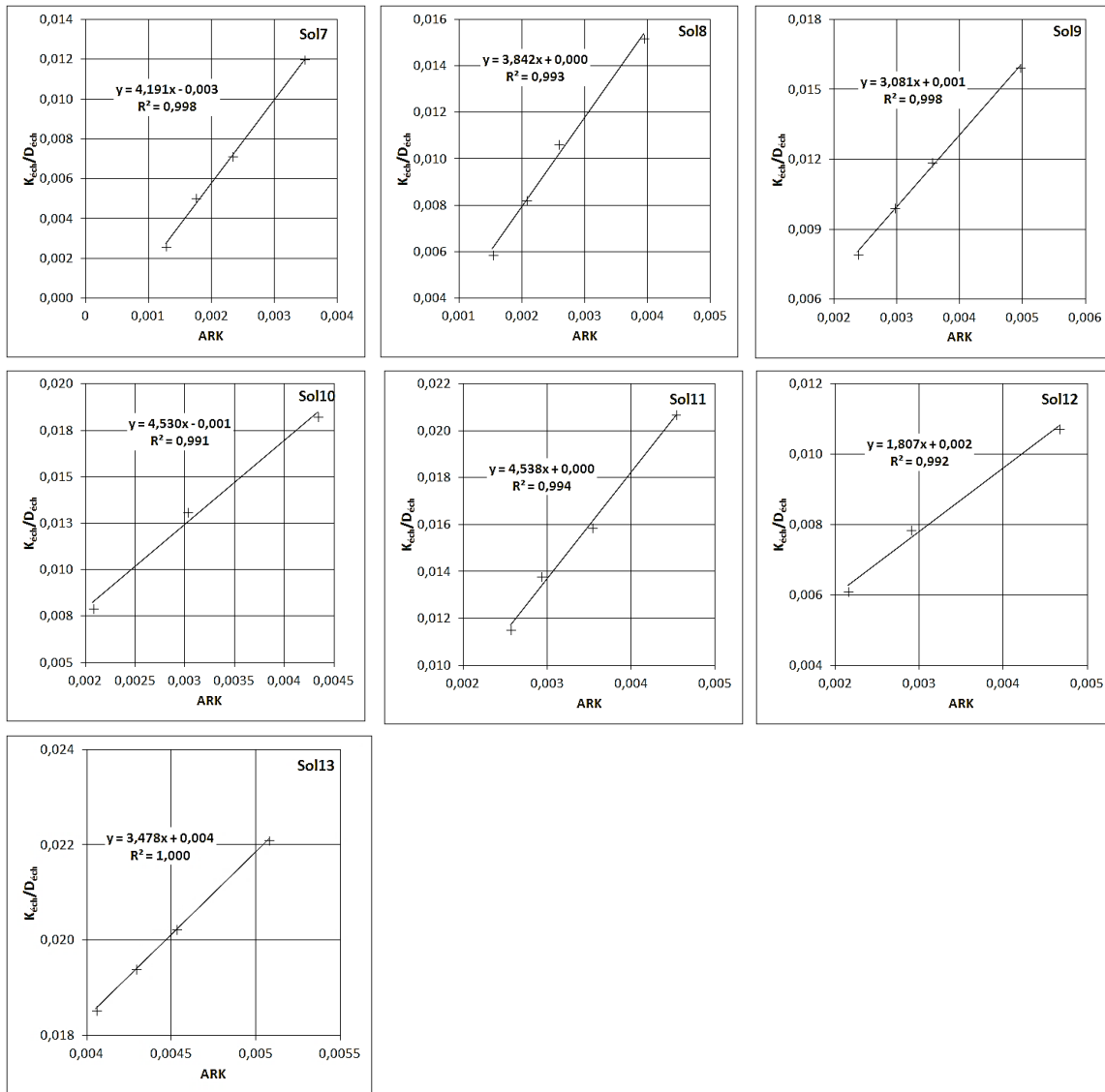


Figure 7.5 (Suite) : Relation entre le rapport de K^+ sur les cations divalents Ca^{2+} et Mg^{2+} des phases surface et solution

L'égalité entre PBC et le produit de K_G par la CEC peut être justifiée par la relation (7.6) pour les cas des sols où les cations divalents prennent une proportion largement importante que celle des monovalents sur le complexe d'échange. En effet, dans le système K-(Ca+Mg), la relation (7.8) peut être écrite sous la forme:

$$PBC = K_G \cdot D_{ech} = K_G \cdot (CEC - K_{ech}) \quad (7.15)$$

Comme le taux de saturation en K est très petite dans les sols, ($K_{ech} \ll CEC$), cette relation (7.15) devient :

$$PBC \cong K_G \cdot CEC \quad (7.16)$$

Au vu de cette relation (7.16), on pourrait annoncer les conditions d'égalité des valeurs de PBC pour deux sols. Ainsi, pour que deux sols aient même PBC pour K, il faudrait

qu'ils aient également mêmes valeurs de K_G et de CEC ou que la valeur élevée de l'une des deux variables soit compensée par une valeur faible de l'autre variable.

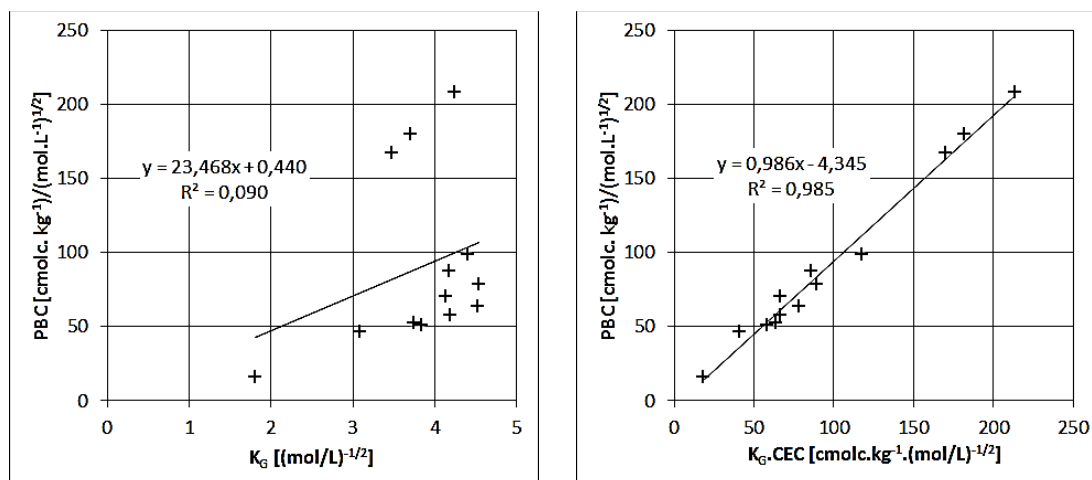


Figure 7. 6: Relation entre le PBC du potassium et le coefficient de Gapon (à gauche); Relation entre le PBC et le produit du coefficient de Gapon et la CEC

Le paramètre AR_K^e est une mesure d'intensité pour le K que la solution du sol peut fournir directement à la plante. Il est donné par l'intersection de la courbe Q/I et l'axe des AR_K . Ses valeurs varient de 0,00128 à 0,00513 dans les sols de la présente étude. Des valeurs de AR_K^e élevées sont observées pour les sols 1 et 12 tandis que les plus faibles sont notées pour les sols 3 et 4, suggérant que les sols aux plus grandes valeurs de ce paramètre ont une grande intensité de fourniture de K en solution. Pour ces sols, une grande quantité de K peut être absorbée par les plantes d'une manière instantanée. Si on adopte la logique de Woodruff (1955) selon laquelle des valeurs de AR_K^e doivent se situer entre 0,0027 et 0,034 pour une nutrition potassique équilibrée de la plante, on se rend compte que cinq sols (sol 2, 3, 4, 7 et 8) ont des valeurs insuffisantes de cette variable. Par comparaison aux valeurs de cette variable trouvées dans d'autres régions du monde, les sols de Mugerero possèdent des valeurs faibles par rapport à celles trouvées pour les sols limoneux sableux chaulés et fertilisés avec K issus de la plaine côtière de Delaware qui sont comprises entre 0,043 et 0,053 (Sparks et Liebhardt, 1981).

Il est intéressant de déterminer la relation qui existerait entre ce paramètre AR_K^e qui correspond au statut potassique au moment de l'échantillonnage par des corrélations avec les paramètres de rendement du riz. Les coefficients de corrélation établis sont donnés dans le tableau 7.5. On remarque qu'il n'y a pas de corrélation entre ce paramètre et le rendement rizicole. D'autres facteurs tels que la salinité auraient plus d'influence sur le rendement du riz dans les sols étudiés que le AR_{K_e} .

Tableau 7. 5: Corrélation entre le pouvoir tampon vis à vis du K et les composantes du rendement du riz

Variables du sol	unité		Nb talle	Hauteur	Tx st	pmgp	Rdt
				cm	%	g	kg/m ²
ARKe	(mol.L) ^{0,5}	r	0,2	0,23	-0,02	0,47	0,37
		p	0,52	0,46	0,94	0,11	0,21

Quelques applications pratiques peuvent être tirées des résultats de cette étude. La capacité d'un sol à préserver les apports de K contre le lessivage est proportionnelle à sa teneur en argile et à sa capacité à tamponner la concentration du K dans la phase soluble, qui régule dans le temps l'absorption du K par les plantes.

Les valeurs minimales, maximales et moyennes des proportions des apports potassiques qui sont retenus par les sites d'échange des sols étudiés sont données dans le tableau 7.6 en pourcentages. On remarque que les sols les plus riches en argile (sols 5, 6 et 13) et dont les PBC pour le K sont relativement élevés retiennent plus de K apporté que les plus riches en sable (sols 12, 9 et 1). L'évolution de la proportion de K retenu par le sol en fonction des augmentations des apports potassiques est illustrée à la figure 7.7 pour deux échantillons (sol 6 et sol 12) aux valeurs contrastées de cette proportion. Cette figure montre que cette proportion diminue avec les augmentations des apports en K. Le sol 6 retient plus de K (77 à 88%) que le sol 12 (25 à 50%). Dans la pratique, les fertilisants potassiques peuvent être appliqués en une fois pour les sols aux PBC pour K élevés (ex : sol 6) tandis qu'une application fractionnée de K est recommandable pour les sols aux faibles PBC pour K (ex : sol 12) pour éviter les pertes par lessivage.

Tableau 7. 6: Valeurs minimales, maximales et moyennes du pourcentage de K retenu par rapport à K apporté

N° du sol	Minimum	Maximum	Moyenne
1	44,85	61,64	53,78
2	64,51	75,87	71,20
3	57,53	81,71	69,10
4	51,08	69,59	62,02
5	78,75	89,95	83,46
6	77,14	87,66	81,98
7	46,83	64,97	57,60
8	46,46	63,12	56,35
9	43,61	57,86	53,18
10	37,03	76,53	62,49
11	61,11	74,52	70,19
12	24,69	49,55	35,13
13	76,75	80,77	79,44

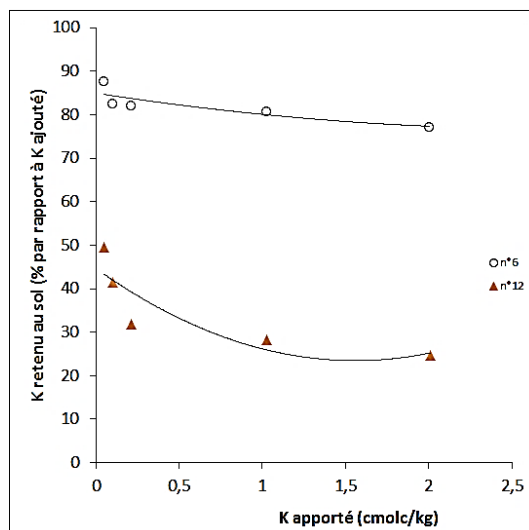


Figure 7. 7: Proportion de K retenu (%) par les sols à différentes doses de K ajouté

Les courbes Q/I peuvent être aussi utilisées pour estimer la quantité d'engrais potassique nécessaire pour atteindre la valeur critique de AR_K qui est requise pour la croissance optimale d'une culture donnée (AR_K^c). La valeur critique de K échangeable correspondante peut alors être calculée par la relation :

$$K_{éch}^c = PBC \cdot AR_K^c \quad (7.17)$$

Le PBC étant proportionnel à la teneur en argile et en sable (Equations 7.12 et 7.13), le K échangeable critique peut être calculé par les relations :

$$K_{éch}^c = (2,74 A (\%) + 2,94) \cdot AR_K^c \quad (7.18)$$

$$K_{éch}^c = (-2,64 S(\%) + 241,70) \cdot AR_K^c \quad (7.19)$$

D'une manière pratique, l'usage de la relation (7.19) est préférable du fait de la détermination aisée de la teneur en sable que celle d'argile. La détermination des valeurs critiques de AR_K pour différentes cultures serait à déterminer par des essais de terrain.

7.4. Conclusion

Des propriétés intrinsèques diversifiées, les sols halomorphes du périmètre de Mugerero dans la plaine de la Basse Rusizi présentent des comportements aussi contrastés vis-à-vis de la fertilisation potassique. Dépendant de la CEC et du coefficient de Gapon K_G , le pouvoir tampon de ces sols à l'égard du potassium est en relation avec le taux d'argile. La CEC et le taux d'argile ainsi que le taux de sable (dont la corrélation au taux d'argile est assurée pour les sols étudiés) constituent de bons indicateurs du pouvoir tampon vis-à-vis du potassium. Cependant, à cause de sa détermination rapide

par des analyses de routine, le pourcentage en sable serait mieux indiqué à la prédiction du pouvoir tampon. Dès lors, les sols les plus riches en sable devraient être soumis aux applications fractionnées des fertilisants potassiques pour limiter les pertes de K par lessivage.

Discussion générale et perspectives

Discussion générale

Les sols affectés par la salinité retiennent l'attention de nombreuses recherches scientifiques. Une des raisons agronomiques de cette préoccupation est qu'ils possèdent des propriétés physico-chimiques particulières qui, au-delà d'un certain niveau, peuvent affecter la croissance des plantes. Dans des conditions de salinité et/ou de sodicité, la grande pression osmotique de la solution du sol, le déséquilibre nutritionnel entre les ions engendrant des situations de déficit ou de toxicité ainsi que les détériorations de la structure, de la perméabilité et de la conductivité hydraulique en cas d'une grande saturation du complexe d'échange en Na limitent la production agricole (Marschner et al., 1995 ; Grattan et Grieve, 1999 ; Rengasamy, 2010) ; Fageria et al., 2011). La salinisation étant quelquefois induite par des activités anthropiques comme les pratiques d'irrigation, la connaissance des propriétés physico-chimiques des sols irrigués apparaît nécessaire pour la durabilité de leur exploitation.

Eu égard à ce qui précède, la description de l'état de salinité d'un sol commence par la caractérisation de deux variables : la concentration en électrolyte totale et le taux de sodium échangeable (ESP). La concentration en sels totaux dans la solution est souvent exprimée par la conductivité électrique (CE) qui est mesurée dans l'extrait de la pâte saturée ; tandis que l'ESP est calculé à partir des cations échangeables et/ou de la CEC.

La méthode de la pâte saturée fournit une mesure plus représentative de la quantité totale des sels solubles de la solution du sol car l'humidité à saturation est proportionnelle à la teneur en eau du sol à la capacité au champ. Cependant, la réalisation de la pâte saturée est plus longue et est plus sensible à l'erreur due à l'appréciation subjective de l'humidité du sol à saturation (Gartley, 2011). Dans la plupart des laboratoires d'analyse de sol où un grand nombre d'échantillons doivent être traités, la mesure de la CE à un rapport sol/eau fixe et plus petit que celui de la saturation convient mieux pour des raisons de rapidité, de facilité, et de reproductibilité. Comme les résultats de la CE varient selon la méthode choisie, il faut prendre soin d'utiliser l'échelle d'interprétation correcte dans l'évaluation des résultats de la CE (Rhoades, 1982).

Le taux de saturation en sodium (ESP) est un indicateur de la sodicité du sol puisque le dépassement d'un certain seuil, fixé à 15% pour les sols des Etats-Unis (USDA, 1954) et à 6% pour les sols d'Australie (Northcote et Skene, 1972), provoque des phénomènes indésirables, tels que la fragilisation de la structure du sol, la détérioration des

propriétés hydrauliques du sol, et une susceptibilité accrue à l'encroûtement et à l'érosion (Qadir et Schubert, 2002). Ce seuil dépend de la salinité de la solution, de la nature des cations en présence, de la texture et de la minéralogie propre du sol (Qadir et Schubert, 2002) et doit faire objet d'études préalables pour sa fixation. La détermination de l'ESP requiert celle des cations échangeables majeurs (Ca, Mg, Na et K) et/ou de la CEC. Or, la détermination expérimentale des cations échangeables n'est pas aisée d'autant plus que les concentrations cationiques des extraits obtenus avec les réactifs conventionnels (ex : Ac-NH₄, pH7 et Ac-Na, pH 8,2) cumulent les cations échangeables et ceux qui proviennent des sels contenus dans le sol. On est donc obligé d'analyser aussi les cations solubles afin de pouvoir les déduire. Tenant compte de ce qui précède, bon nombre d'auteurs ont développé d'autres méthodes de détermination des cations échangeables. Le qualificatif commun à ces méthodes est qu'elles sont laborieuses et prennent beaucoup de temps.

Une manière de simplifier les démarches expérimentales laborieuses de détermination de l'ESP est de l'inférer à partir des variables de la solution à l'aide d'un modèle de calcul préétabli. L'un des modèles utilisés dans ce sens et qui a été rendu célèbre par son utilisation dans de nombreuses recherches est celui du US Salinity Laboratory Bureau (USDA, 1954). Ce modèle doit son succès d'utilisation à la gamme de variation de SAR des sols utilisés pour son établissement (SAR variant de 0 à 60 (mmol/L)^{1/2}) qui couvre la plupart des sols du monde. Cependant, cette relation n'est qu'empirique et n'a pas de portée universelle. En effet, les relations ESP-SAR varient selon la teneur en argile et la minéralogie, la salinité de la solution d'équilibre et le pourcentage de saturation des sols (Levy et Hillel, 196 ; Endo et al., 2002). De même, cette équation du USDA (1954) a été critiquée par beaucoup d'auteurs qui lui reprochent de ne pas reposer sur une assise thermodynamiquement rigoureuse dans le sens où elle considère que les cations de la phase surface, exprimés sous forme d'équivalents, réagissent avec les cations solubles exprimés sous forme de concentrations millimolaires ; or la loi de Raoult prévoit l'égalité des potentiels chimiques de chaque cation en phases solution et surface. C'est alors que d'autres formalismes sont utilisés pour modéliser les équilibres d'échange ionique entre la solution et la phase surface. Les plus utilisés sont ceux de Vanselow (1932) et de Gaines et Thomas (1953). Bien qu'ils soient réputés d'être plus rigoureux du point de vue thermodynamique, leur application donne des valeurs des coefficients de sélectivité qui diffèrent d'un sol à l'autre ; d'où la nécessité d'établir pour chaque contexte géochimique les coefficients de sélectivité qui lui sont propres.

Le régime d'irrigation soumet les sols aux conditions d'anaérobiose qui leur confèrent des propriétés différentes de celles des conditions aérobies. Les effets de l'engorgement sur la chimie des sols ont été étudiés par beaucoup d'auteurs (Ponnamperuma et al., 1967 ; Ponnamperuma, 1972 ; Kirk, 2004 ; Kyuma, 2004; ...). Cependant, les changements des propriétés chimiques de tous les sols sont loin d'être similaires ; ils dépendent aussi des conditions propres de chaque milieu.

La physico-chimie de beaucoup de sols du monde a déjà été étudiée. Celle de sols du périmètre de Mugerero dans la plaine de la Basse Rusizi affectés par la salinité n'a jusqu'ici fait objet d'aucune étude approfondie. C'est dans cette optique que la présente étude a été menée en vue de comprendre les processus physico-chimiques des sols halomorphes du périmètre rizicole de Mugerero.

Objectifs de l'étude

L'objectif de cette thèse était d'étudier, à travers une étude de cas, les processus chimiques qui gouvernent les paramètres de la solution et du complexe d'échange ainsi que les échanges qui s'opèrent entre les deux phases pour les sols affectés par la salinité. Elle a été réalisée par des analyses des échantillons de sols prélevés sur les parcelles rizicoles et abandonnées du périmètre rizicole de Mugerero, situé dans la plaine de la Basse Rusizi au Burundi.

Les objectifs spécifiques étaient :

- i) de diagnostiquer les propriétés physico-chimiques de ces sols par des analyses de routine et de la solution aqueuse au rapport sol/eau de 1/2 ;
- ii) d'identifier les principales variables physico-chimiques des sols qui limiteraient la production rizicole et d'établir des modèles de prédiction des composantes de rendement à partir des paramètres du sol ;
- ii) d'évaluer les effets du rapport sol/eau sur la composition ionique de la solution d'équilibre et de la phase surface mais aussi sur les équilibres d'échange cationique entre les deux phases ; de montrer les relations qui existent entre les paramètres de la solution ou du complexe d'échange déterminés à des rapports sol/eau différents ;
- iv) d'examiner les effets de l'incubation en anaérobiose sur les propriétés de la solution et du complexe d'échange ;

v) d'évaluer les indicateurs physico-chimiques du pouvoir tampon des sols vis-à-vis du potassium en vue de proposer un mode de gestion de la fertilisation potassique de ces sols.

Avancées et limitations

1. Caractérisation des propriétés physico-chimiques des sols de Mugerero et étude de l'effet de la dilution sur la composition des phases solution et échangeable et sur les équilibres d'échange entre les deux phases (chapitre 3, 5 et 6)

1.1. Avancées

La présente étude fait suite à quelques travaux antérieurs effectués par Frankart et al., (1965) et Frankart et Herbillon (1971) sur les sols de la localité étudiée pour leur aménagement à des fins d'agriculture irriguée. La spécificité de la garniture cationique saturée en proportion quasi-équivalente par Ca et en Mg ($\pm 40\%$) et en proportion de Na variant de 0 à 20%, et les CEC relativement élevées ont été soulignées par ces travaux. Cependant, toutes ces propriétés ont été déterminées avant la mise en valeur de ce périmètre pour l'agriculture. De même, ces études anciennes n'ont pas abordé les lois qui régissent la composition de la solution et du complexe d'échange. La présente étude fournit des renseignements sur les caractéristiques physico-chimiques des sols de Mugerero après 4 décennies d'exploitation par la riziculture irriguée et apporte des informations en rapport avec les équilibres d'échange ionique et de solubilité des minéraux ainsi que les variations des propriétés chimiques engendrées par des conditions d'anaérobiose.

Les analyses de routine montrent que les sols de Mugerero sont caractérisés par des pH alcalins, des CE relativement élevées, et des CEC élevées évoquant la dominance des minéraux de type 2/1. La CEC est significativement corrélée au pourcentage en argile qui est lui-même positivement corrélé au taux de sable ; indiquant que les taux d'argile et de sable sont des bons indicateurs de la CEC des sols étudiés. L'analyse de la solution aqueuse à la dilution 1/2 a mis en évidence la dominance du cation Na et de l'anion SO_4 ou HCO_3 dans la phase solution. Le complexe d'échange est complètement garni des cations basiques (Ca, Mg, Na et K) avec une grande représentation de Ca, Mg et Na et une faible représentation de K. Le taux de saturation en Na varie de 0,5 à 65,3% avec une moyenne de 18,2% et une médiane de 16,4% à la dilution 1/2 ; ce qui montre que le niveau de sodicité des sols étudiés est inquiétant si on se réfère à la valeur critique de 15% fixée par le US Salinity Laboratory (USDA, 1954).

A l'aide des résultats d'analyses chimiques des solutions extraites à cinq rapports sol/eau (rapports 1/2, 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12) et des extraits d'Ac-NH₄, pH 7 et d'Ac-Na, pH 8,2, des modèles de calcul des variables de la solution (CE, cations solubles) et de la phase surface (cations échangeables et ESP) à une teneur en eau quelconque à partir des mesures faites à une dilution de référence (dilution 1/2) ont été établis. Les analyses des équilibres d'échange cationique pour les systèmes Na - (Ca+Mg) et Ca - Mg aux cinq dilutions ont montré que des valeurs uniques des coefficients de sélectivité de Vanselow ($K_V = 0,5$) et de Gaines et Thomas ($K_C = 0,3$) sont applicables pour l'échange Na - (Ca+Mg) (coefficients exprimés selon la sélectivité du complexe d'échange pour le Na) et que le complexe d'échange est plus sélectif pour le Ca que pour le Mg ($K_V = K_C = 1,5$). Il a été par ailleurs montré que le formalisme de Gapon, dans le contexte des sols de la Basse Rusizi, n'est applicable en pratique que dans une gamme limitée de charge sodique, confirmant ainsi les limites de la cohérence thermodynamique de cette approche.

Par ailleurs, pour comprendre l'évolution des variables de la solution en périodes inondées qui caractérisent la riziculture, les analyses chimiques des solutions extraites après incubation des échantillons des sols ont montré que les pH des sols soumis à l'anaérobiose évoluent vers la neutralité. Les teneurs en cations Ca, Mg, Na et K augmentent comparativement aux solutions non incubées en relation avec les teneurs en matière organique. Il a été aussi noté que les concentrations en Fe et en Mn sont faibles voire nulles et que les coefficients de sélectivité d'échange cationique restent dans le même ordre de grandeur que ceux qui caractérisent les conditions aérobies.

1.2. Limitations

A travers la revue bibliographique du chapitre 2, des hypothèses ont été émises sur l'origine des sels de la plaine de la Basse Rusizi. Comme rappel, ils proviendraient du volcanisme de la région de Kivu au Congo et des phénomènes d'hydrothermalisme dans le bassin versant de la Rusizi et du fond du Tanganyika. Néanmoins, la présente étude n'a pas exploré profondément ces hypothèses, tout en confirmant leur plausibilité au vu de la dominance des sels sodiques, magnésiens et sulfatés dans les solutions de sols.

Le succès des opérations de désalinisation ou désodisation des sols dépend énormément des propriétés physiques notamment la conductivité hydraulique, l'infiltrabilité et la stabilité structurale. Cependant, cette étude s'est focalisée sur les propriétés chimiques et n'a pas abordé ces caractéristiques physiques.

2. Effet des paramètres du sol sur la production du riz et évaluation des processus chimiques qui gouvernent la disponibilité des facteurs de la productivité du riz (chapitres 4 et 7).

2.1. Avancées

Par des analyses des corrélations entre les variables physico-chimiques du sol (pH, CE, cations et anions solubles et rapports entre les cations et pourcentages de cations échangeables) et les composantes du rendement du riz mesurées dans les champs rizicoles et par l'analyse en composantes principales combinant les deux groupes de paramètres, il a été établi que la production du riz dans la zone étudiée est principalement entravée par le pH, la salinité (CE) et le Na tandis que le Ca et les rapports cationiques K/Na et Ca/Na sont des facteurs améliorateurs de la productivité rizicole.

Consécutivement à ce qui précède, la réponse des sols étudiés face à la fertilisation potassique a été investiguée par les courbes Q/I de Beckett (1964a). Les corrélations linéaires entre les valeurs du pouvoir tampon des treize sols à l'égard du potassium (PBC) et les variables physico-chimiques du sol ont été analysées. Il a été ainsi remarqué que le PBC est significativement corrélé avec la CEC et avec les pourcentages en argile et en sable. Dès lors, les variables granulométriques pourraient bien servir d'indicateurs du PBC. Des applications fractionnées des engrais potassiques pour les cas des sols qui ont des grands pourcentages de sable ont été alors recommandées.

2.2. Limitations

L'identification des déterminants de la production rizicole était basée sur les analyses statistiques qui n'ont pas permis de dissocier les effets des variables colinéaires pour identifier le facteur qui est réellement responsable de la situation. Le groupe du pH et des ions bicarbonates ; celui de la CE, de Na et de SO_4 , et celui de l'ESP et de l'ECP sont constitués par des variables significativement corrélées et dont les effets sur les variables de rendement se sont révélés significatifs au seuil de 5%. Quelques - unes de ces variables peuvent ne pas avoir des influences sur la physiologie de la plante et sur le rendement et pourraient avoir été qualifiées de facteurs de réduction/augmentation de la production rizicole par effet de colinéarité. De même, bien que les facteurs pédologiques qui influencent la production agricole aient été identifiés, leurs effets sur l'assimilabilité des nutriments par la plante n'ont pas été évalués puisque les parties végétatives de la plante n'ont pas été analysées.

Parmi les facteurs identifiés, seul le potassium a fait l'objet d'une analyse particulière, l'adsorption du calcium (en présence de sulfates, de chlorures ou de bicarbonates) et les processus de sodisation ou de désodisation n'ont pas fait l'objet d'une étude spécifique dans cette thèse. Toutefois, la mise en évidence de coefficients de sélectivité uniques indépendants de la composition anionique des solutions porte à croire que notre démarche présente un fondement très général à partir du moment où l'influence de la nature des anions est prise en compte dans la spéciation chimique des solutions. Il n'en va très vraisemblablement pas de même pour l'absorption des cations par la plante dont les mécanismes physiologique sont naturellement influencés par la nature des anions en présence.

A côté du potassium, l'azote et le phosphore constituent des éléments majeurs pour la croissance de la plante mais les processus chimiques qui les régissent n'ont pas été abordés dans cette étude sur la chimie des sols de Mugerero.

Perspectives

Les perspectives formulées sont groupées en trois points :

- i) Identification de l'origine de la salinité des sols étudiés par des analyses chimiques ;
- ii) Evaluation des effets des anions sulfates et bicarbonates sur la productivité rizicole ;
- iii) Etude du comportement du sol face aux fertilisants minéraux et aux amendements correcteurs de la sodicité.

Identification de l'origine de la salinité

Une documentation fouillée sur l'origine de la salinité de la région a conclu que les sels observés dans la localité étudiée proviendraient du volcanisme du Kivu et des systèmes hydrothermaux de la province de Cibitoke et du fond du Lac Tanganyika. Une étude scientifique s'impose pour vérifier ces hypothèses. Les indicateurs géochimiques et isotopiques pourraient être utilisés pour élucider les origines des éléments chimiques constitutifs de la salinité de la solution des sols.

Evaluation de l'effet des anions sulfates et bicarbonates sur la productivité rizicole

En plus de participer à la salinité globale, les anions solubles HCO_3 et SO_4 présentent des corrélations significatives avec les paramètres de rendement. Cependant, il est difficile de conclure sur leurs effets sur la productivité du riz parce qu'ils sont corrélés

avec d'autres paramètres (pH, CE et Na). Les effets néfastes des sulfates sur la croissance des plantes ne sont pas suffisamment documentés mais les effets négatifs de l'ion HCO_3 sur la croissance des plantes ont été signalés par beaucoup d'auteurs. Il inhibe l'absorption du fer, du manganèse et du zinc pour de nombreuses plantes (Woolhouse, 1966 ; Pissaloux et al., 1995 ; Hajiboland et al., 2003 ; Alhendawi, 2011) et est responsable de la chlorose ferrique dans les sols calcaires. Ses effets ont été qualifiés de plus graves que ceux des pH élevés (Yang et al., 2003). Des essais comparatifs des effets de cet anion avec ceux des anions Cl et SO_4 (de Ca, de Mg ou de Na) pourraient être réalisés en champ ou en vases de végétation.

Pour étudier les effets des facteurs pédologiques sur l'assimilabilité des nutriments par la plante, il serait intéressant d'effectuer des analyses chimiques des parties végétatives (racines, chaumes, tiges, feuilles) et grains pour explorer les effets de certaines variables chimiques sur l'assimilation des nutriments par la plante.

Etude de la réponse des sols face aux fertilisants minéraux et aux amendements correcteurs de la sodicité

Le cation Na et l'anion HCO_3 ont été identifiés comme des éléments nuisibles à la productivité du riz tandis que le Ca et le K ont été reconnus comme des éléments qui participent à l'amélioration de la production du riz. Le suivi de la chimie de ces éléments dans le sol est alors une recommandation conséquente à cette constatation. Des expériences visant la réduction des teneurs en Na et en HCO_3 et l'enrichissement du complexe d'échange en Ca et en K s'appliqueraient bien dans les sols de Mugerero. L'évaluation de l'accumulation du potassium a été réalisée pour les sols des parcelles rizicoles (chapitre 7). Des expériences sur l'application des amendements comme le gypse ou d'autres composants sont nécessaires pour investiguer le comportement des sols étudiés pendant les processus de désodisation eu égard au calcium et au sodium. Cette réponse serait abordée non seulement sous les aspects chimiques mais aussi sous les aspects physiques.

Des études des effets des différents scénarios de réhabilitation des sols salés (lessivage et amendements) sur les propriétés physiques sont indispensables pour les sols de Mugerero en vue de prévoir les mesures d'atténuation en cas de leur détérioration. De même, les études des effets de l'ESP ou de l'EMP (pourcentage de Mg échangeable) sur ces propriétés physiques sont nécessaires pour fixer les valeurs seuils au-delà desquels des mesures de correction doivent être appliquées.

En plus des études d'efficacité des amendements susdits, les processus de sodisation et de désodisation pourraient être évalués par les courbes de Quantité/Intensité pour le Na en prenant les cations Ca et Mg sous forme de sulfates, de bicarbonates ou de chlorure comme électrolyte de fond. On porterait beaucoup d'attention sur les relations entre le pouvoir tampon à l'égard du Na et les propriétés physico-chimiques des sols. Cette étude permettrait aussi de comprendre les effets des anions apportés par l'électrolyte de fond sur l'adsorption et la désorption du Na. L'utilisation des courbes Q/I à des fins de réhabilitation des sols sodiques ou salins sodiques a été suggérée par Nafady et Lamm (1972) ; car l'intersection de la courbe Q/I avec l'axe du facteur de quantité est une mesure de Na qui peut facilement être échangé avec les cations de l'électrolyte de fond (Pasrika et Ponnampuruma, 1977). De telles études ont été déjà menées dans des sols de l'Inde (Kundu, 1986 ; Kotur et Rao, 1988) et ont montré que le pouvoir tampon dépend de la minéralogie des sols et varie donc selon le milieu.

L'engrais minéral azoté est souvent fourni au sol sous forme de NH_4 ; cette forme d'azote présente l'avantage d'être moins mobile que la forme de NO_3 . D'autre part, en riziculture inondée, l'apport de NO_3 est exclu en riziculture inondée parce qu'elle conduit immédiatement à la dénitrification, raison pour laquelle il est conseillé d'utiliser la forme réduite de N dans cette culture. Dans l'optique d'améliorer l'efficacité de l'application de cet engrais (souvent fourni dans les sols étudiés sous la forme de Diammonium phosphate $(\text{NH}_4)_2\text{HPO}_4$), il est intéressant d'étudier les processus qui régissent sa répartition au sein des phases du sol. Quelques auteurs, notamment Wang et Alva (2000), ont utilisé les courbes Q/I de Beckett (1964a) pour étudier les phénomènes d'adsorption et de désorption de l'ammonium sur les sols. Une telle approche pourrait être adoptée pour évaluer le pouvoir tampon vis-à-vis de ce cation ainsi que les facteurs du sol qui lui serviraient d'indicateurs.

A l'issue de l'incubation en anaérobiose des suspensions des sols, il a été constaté que les quantités de Fe^{2+} et le Mn^{2+} étaient soit nulles soit insignifiantes ; dans un environnement où il y a présence excessive de bicarbonates, le fer peut se révéler un facteur limitant. Il en est de même du phosphore dont la libération en solution suit celle du fer (chapitre 6). Des études d'adsorption et de désorption de ces éléments apporteraient des connaissances sur les facteurs de leur disponibilité. Des essais de d'application de ces éléments sous forme d'engrais pourraient être menés pour évaluer leurs effets sur la productivité du riz dans les conditions locales.

Proposition du mode de gestion adéquat des sols de Mugerero

Les analyses physico-chimiques des sols de Mugerero faites dans le cadre de cette étude ont révélé qu'ils accusent des niveaux élevés de salinité, de sodicité et d'alcalinité. Ces trois phénomènes sont les principales causes de la baisse de leur productivité rizicole. Toute tentative d'aménagement visant l'accroissement de la production rizicole doit tenir compte des causes réelles des augmentations des niveaux de ces paramètres.

Dans la zone étudiée, nous avons remarqué que la présence d'une nappe phréatique suspendue près de la surface, l'évapotranspiration élevée et la faible perméabilité du sol sont des facteurs naturels qui contribuent à la salinisation récente des rizières. En outre, les pratiques liées à la riziculture irriguée ont contribué à l'accélération du processus de salinisation, de sodisation et d'alcalinisation. Les quantités insuffisantes d'eau d'irrigation, l'usage des eaux provenant des autres parcelles (parfois salées) et le système de drainage défaillant (drains bouchés ou non entretenus) constituent des facteurs anthropiques de salinisation dans les parcelles de la zone étudiée, phénomène qui s'est superposé à la sodisation et à l'alcalinisation. Cependant, l'eau d'irrigation de bonne qualité qui est captée sur la rivière Mpanda peut constituer un atout aux succès de réhabilitation des sites affectés par ces problèmes.

En tenant compte de ce qui précède, toute mesure envisageable pour freiner le processus de salinisation des parcelles rizicoles doit reposer sur les techniques qui permettent d'éviter (ou de limiter) les processus à la base de l'accumulation des sels, à savoir :

- la remontée de la nappe phréatique,
- l'ascension des sels par capillarité, et
- les mouvements de sels d'une parcelle à une autre (mouvements de surface ou de profondeur).

Par ailleurs, les mesures de réhabilitation des parcelles dont les niveaux de salinité est déjà critique doivent reposer sur le déplacement des sels hors de la zone racinaire tout en maintenant les sols dans des conditions physiques favorables au développement des plantes. Dans des cas de salinité extrême ou difficile à traiter, il faudrait envisager la culture des variétés de riz résistantes ou d'autres espèces végétales tolérantes notamment le coton, le sorgho, la tomate, le palmier dattier, le cocotier, etc. Dans les cas extrêmes de salinité/sodicité, l'affectation des parcelles à la culture des plantes fourragères (pois cajan, *Pennisetum sp*, ...) constituera une solution.

A Mugerero, les parcelles sont diversement affectées par les sels. Certaines sont encore saines tandis que d'autres sont déjà affectées. Leur point commun est qu'elles sont toutes soumises aux mêmes facteurs naturels de salinisation à quelques différences d'intensité près. Dans les paragraphes qui suivent, nous décrivons d'abord les mesures à mettre en pratique pour alléger l'intensité des facteurs naturels qui conduisent à la salinisation ou à la sodisation ou à l'alcalinisation. Ces mesures s'appliquent tant pour les sols sains que pour les sols déjà salés. Nous présentons ensuite les pratiques nécessaires pour empêcher la salinisation des parcelles encore rizicoles et nous terminons par les pratiques de réhabilitation des sols déjà affectés par les sels.

Mesures d'atténuation des facteurs primaires de salinisation des sols de Mugerero

La première opération à faire pour limiter la salinisation sur les parcelles rizicoles qui ne sont pas encore salées est l'établissement d'un bon système de drainage pour rabaisser le niveau de la nappe phréatique. Le drainage profond est la méthode la plus adaptée pour lutter contre la salinité. Elle doit permettre le rabattement de la nappe phréatique à une profondeur suffisamment grande pour empêcher/limiter les remontées capillaires. Elle doit permettre aussi le transport souterrain des solutés hors de la parcelle. Comme les sols sont de faible perméabilité à cause de l'augmentation des teneurs en sable dans les horizons de profondeur, les drains devraient être plus rapprochés les uns des autres.

A Mugerero, tous les drains primaires comme tous les canaux primaires d'irrigation sont parallèles à la pente générale d'écoulement (direction est-ouest vers la Ninga) et installés près des sentiers routiers qui séparent les blocs d'irrigation. Il semble que ce système ne permette pas de couper/limiter les flux souterrains d'eau chargée en sels d'une parcelle à l'autre. Pour limiter l'extension de la salinisation dans les parcelles encore saines, quelques drains pourraient être installés dans la direction perpendiculaire à la topographie.

La nappe suspendue étant à une faible profondeur, il faudrait limiter l'eau d'irrigation aux quantités nécessaires en ajustant les apports aux besoins en eau des cultures pour juguler la montée du niveau de la nappe.

L'ETP de cette région étant supérieure aux précipitations pendant les mois secs, les remontées capillaires deviennent plus importantes au cours de la saison sèche par le fait que les parcelles ne sont pas couvertes par les cultures et qu'il n'y a pas d'approvisionnement en eau d'irrigation. Pour limiter ce phénomène, il faudrait briser

les capillaires du sol par un léger travail du sol superficiel pour créer en surface une couche de terre pulvérisée au début de la saison sèche juste après chaque récolte rizicole. Le paillage constitue aussi un bon moyen de limiter l'accumulation des sels car il permet de conserver l'humidité en réduisant l'évaporation. Les chaumes de riz qui proviennent de la récolte sur place pourraient servir à cette fin. L'optimisation de la couverture de la surface du sol par les plantes de couverture (patate douce, cucurbitacées, haricot, légumes ...), en combinaison avec le paillage, contribuerait à limiter les remontées des sels par capillarité durant la saison sèche.

Modes de gestion des parcelles non encore salinisées

Après l'établissement d'un système de drainage efficient, il faut isoler les parcelles saines des parcelles salinisées par des drains profonds pour limiter les transferts latéraux des solutés. Le lessivage régulier à l'eau permettra d'éviter la salinisation.

Avant chaque cycle de culture du riz, il faut opérer le lessivage des sels laissés lors du cycle de culture précédent. Les excès de sels seront nettoyés en inondant les casiers par une lame d'eau consistante et en vidangeant complètement la parcelle après une courte période qui permet juste la solubilisation des sels. Cette opération doit être répétée deux à trois fois en cas de concentrations relativement excessives de sels. Le lessivage peut aussi être effectué pendant les stades végétatifs du riz. Dans ce cas, il faut créer un flux continu d'apport d'eau dans la parcelle et un courant d'évacuation d'eau en permanence pour empêcher l'accumulation des sels ; les parcelles devant être vidangées régulièrement puis réirriguées rapidement. Le succès de cette technique repose sur les possibilités de vidange des parcelles et donc l'existence d'un système efficient de drainage superficiel.

La plupart des parcelles de la zone d'étude (rizicoles et abandonnées) connaissent un problème d'alcalinité qui induiraient même des cas de déficience en nutriments tels que le fer, le zinc, le cuivre etc. L'incorporation de la matière organique (fumier de ferme, compost, sciures d'arbres, ...) pourrait contribuer à la diminution du pH par effet des acides organiques et du CO₂ produit lors de la décomposition microbienne.

Réhabilitation des parcelles affectées de salinité

Les parcelles du périmètre de Mugerero qui connaissent des problèmes de salinité, de sodicité et d'alcalinité nécessitent un déplacement des sels, plus particulièrement des ions responsables de la sodicité (Na) et de l'alcalinité (HCO₃), hors de la zone racinaire des plantes.

La salinité, lorsqu'elle n'est pas accompagnée de la sodicité peut être corrigée par les techniques de lessivage à l'eau de bonne qualité comme décrit dans le paragraphe précédent. Néanmoins, quand elle est associée à la sodicité ou à l'alcalinité comme c'est le cas dans les sols étudiés, le lessivage à l'eau conduit à la dispersion des colloïdes du sol due à la persistance d'un taux élevé de Na échangeable, ce qui affecte la perméabilité et l'aération du sol. Par conséquent, il est recommandé de les amender avec des produits permettant le déplacement des ions Na et HCO_3 préalablement à toute opération de lessivage. Les amendements les plus préconisés en cas de sodicité sont le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et, dans une moindre mesure, le chlorure de calcium ($\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et l'acide sulfurique (H_2SO_4) ainsi que le soufre élémentaire. Le gypse et le chlorure de Ca fournissent directement le Ca tandis que l'acide sulfurique et le soufre élémentaire amplifient la dissolution de la calcite si elle est présente dans le sol (Qadir et al., 2001). Le soufre élémentaire doit être oxydé en acide sulfurique sous des conditions d'humidité et de température adéquates pour son efficacité (Horneck et al., 2007). Récemment, l'usage de l'acide phosphorique (H_3PO_4) a été également recommandé (Gharaibeh et al., 2009).

L'usage du gypse est mis en avant dans la réhabilitation des sols sodiques comme source de Ca à cause de son coût relativement faible et surtout sa solubilité élevée en conditions de pH alcalins. Cependant, sa dissolution exige beaucoup d'eau, approximativement 20 cm d'eau pour dissoudre 5 tonnes de gypse (Strom et Norton, 2012) et son efficacité dépend du bon système de drainage ; ce qui constitue une contrainte majeure pour les sols de Mugerero.

Les composants acides et le soufre sont efficaces en présence du carbonate de Ca dans le sol qu'ils solubilisent. Le Ca ainsi rendu disponible remplace le Na du complexe d'échange et/ou se combine avec les ions bicarbonates. L'application de l'acide sulfurique sur les sols sodiques améliore la vitesse d'infiltration de l'eau et réduit l'encroûtement de surface du sol en diminuant le pH et l'ESP. L'existence des concrétions de calcaire dans les sols de Mugerero, surtout dans les horizons de profondeur, peut donc être mise à profit dans les opérations de correction de la sodicité et/ou d'alcalinité.

Le rôle de la matière organique est crucial dans la remédiation des sols dégradés par des hautes teneurs en sels ou en Na, ou en métaux lourds. En effet, il est connu que l'ajout de la matière organique augmente la respiration microbienne dans le sol, qui diminue le pH par la production des acides organiques pendant la décomposition (Chorum et Rengasamy, 1997). Par ailleurs, l'application de la matière organique sur

un sol qui n'en a pas assez en fait augmenter la population microbienne, améliore l'infiltration et le drainage, réduit l'évaporation et favorise le développement racinaire (Smith et al., 1987).

Dans le cas précis des sols salés de Mugerero, une intégration des amendements chimiques et organiques paraît bien indiquée pour leur réhabilitation. D'une manière synthétique, les actions suivantes pourraient être efficaces dans la réhabilitation des sols salinisés de Mugerero :

- 1° Instaurer un bon système de drainage profond permettant de rabaisser le niveau de la nappe ;
- 2° Isoler ces parcelles pour ne pas transférer les sels vers les parcelles saines lors du lessivage ;
- 3° Faire un labour profond pour casser les couches imperméables des horizons B et permettre une circulation de l'eau ;
- 4° Incorporer du gypse dans les horizons de profondeur et la matière organique dans les horizons de surface ; le soufre élémentaire pourrait aussi être incorporé dans les horizons de profondeur pour profiter du CaCO_3 présent ;
- 5° Inonder les parcelles pendant une durée nécessaire pour la décomposition microbienne de la matière organique et pour la dissolution du gypse/oxydation du soufre ;
- 6° Vidanger les parcelles ;
- 7° Laisser pousser la végétation naturelle ou mettre des engrais verts (composées des plantes halophytes de la région) pour produire des exsudats et du CO_2 qui abaissent le pH et provoquent la dissolution du CaCO_3 ;
- 8° enfouir la biomasse végétale produite ;
- 9° Inonder pendant un temps nécessaire pour la décomposition de cette matière organique (à ce stade, on pourra ajouter un peu de gypse) ;
- 10° Vidanger et mettre les cultures.

Conclusion générale

Les sols du périmètre de Mugerero présentent une salinité sulfatée ou bicarbonatée avec dominance du Na et un complexe d'échange garni en cations basiques dont le Mg atteint des taux inhabituellement rencontrés dans les sols du monde. Que ce soit en conditions ouvertes à l'air ou en anaérobiose, des coefficients de sélectivité d'échange de Vanselow (K_V) d'une valeur de 0,5 et de Gaines et Thomas (K_C) de 0,3 décrivent correctement l'échange entre le Na et les cations divalents Ca et Mg pris ensemble, et pourraient être utilisés pour les simulations du mouvement des sels dans le profil.

A partir des valeurs mesurées au rapport sol/eau de 1/2, fixe et facile à réaliser, il est possible d'estimer avec précision les variables de la solution et du complexe d'échange valables pour un rapport sol/eau voulu. Le degré de salinisation des parcelles rizicoles étant variable, leur rendement en riz varie aussi en fonction des paramètres pédochimiques. Il dépend des niveaux de salinité (CE) et de sodicité (Na) qui l'influencent négativement et des teneurs en Ca et en K dont l'influence est plutôt positive. En conditions anaérobies, la solubilité du fer et du Mn est sous le contrôle des minéraux carbonatés (sidérite et rhodochrosite) en raison de la valeur du pH élevée ; leurs faibles teneurs en solution pourraient donc s'ajouter aux causes de diminution de la productivité rizicole. En outre, l'application des engrais du K, un des éléments améliorateurs de la productivité du riz, doit tenir compte du pouvoir tampon des sols. Ce dernier pouvant être estimé avec précision à partir du pourcentage en argile ou en sable, la fertilisation potassique sur des sols riches en sable doit être fractionnée pour éviter des pertes par lixiviation. Enfin, pour une caractérisation complète de ces sols à des fins d'agriculture, il faudrait compléter cette étude par des études visant la correction de la sodicité.

Références bibliographiques

- Abrol, I.P., Yadav, J.S.P., Massoud, F.I., 1988. Salt-Affected Soils and Their Management. Food & Agriculture Org.
- Addiscott, T.M., Talibudeen, O., 1969. The buffering capacity of potassium reserves in soils. *Potash Rev.* 4.
- Adriaens, L., Waagemans, G., 1943. Contributions à l'étude chimique des sols salins et de leur végétation au Ruanda-Urundi. Falk, Bruxelles.
- Afzal, M., Yasin, M., 2002. Effect of soil to water ratios on chemical properties of saline-sodic and normal soil. *Pak. J. Agric. Res.* 17, 379–386.
- Alhendawi, R.A., 2011. Comparisons between Effects of Bicarbonate and High pH on Iron Uptake, FeIII Reducing Capacity of the Roots, PEP Carboxylase Activity, Organic Acid Composition and Cation-anion Balance of the Xylem Sap of Maize Seedlings. *Am. J. Plant Nutr. Fertil. Technol.* 1, 36–47.
- Amrhein, C., Suarez, D.L., 1990. Procedure for Determining Sodium-Calcium Selectivity in Calcareous and Gypsiferous Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 999.
- Amrhein, C., Suarez, D.L., 1991. Sodium-Calcium Exchange with Anion Exclusion and Weathering Corrections. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55, 698.
- Ármansson, H., Gíslason, G., 1983. Geothermal resources of Burundi. ORKUSTOFNUN, Reykjavik.
- Arnaud R.J. St., Herbillon A.J. 1993. Occurrence and genesis of secondary magnesium-bearing calcites in soils. *Geoderma*, volume 9, Issue 4, pp 279–298
- Baes, A.U., Bloom, P.R., 1988. Exchange of alkaline earth cations in soil organic matter. *Soil Sci.* 146, 6–14
- Bahmani, M., Arefi, I.H., Pour, A.P., 2013. Comparison of potassium quantity-intensity parameters of vertisols in two regions of arid and semi-arid in Iran. *Int. J. Agric. Res. Rev.* 3, 329–338.
- Becker, M., Asch, F., 2005. Iron toxicity in rice—conditions and management concepts. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science* 168, 558–573.
- Beckett, P., 1964. Potassium-Calcium Exchange Equilibria in Soils: Specific Adsorption sites for potassium. *Soil Sci.* 97, 376–383.
- Beckett, P.H.T., 1964. Studies on Soil Potassium II. the “immediate” Q/I Relations of Labile Potassium in the Soil. *J. Soil Sci.* 15, 9–23.
- Beckett, P.H.T., 1971. Potassium potentials. A review. *Potash Rev.* 5/30:1-41
- Beckett, P.H.T., Nafady, M.H.M., 1967. Potassium-Calcium Exchange Equilibria in Soils: The Location of Non-Specific (Gapon) and Specific Exchange Sites. *J. Soil Sci.* 18, 263–281.
- Bedrossian, S., Singh, B., 2004. Potassium adsorption characteristics and potassium forms in some New South Wales soils in relation to early senescence in cotton. *Soil Res.* 42, 747–753.

- Bendra B., Fetouani S., Laffray X., Vanclooster M., Sbaa M., Aleya L. 2012. Effects of irrigation on soil physico-chemistry: a case study of the Triffa plain (Morocco). In Irrig. and Drain. (2012).
- Bennett D. R. 1988. Soil chemical for irrigation suitability classification of brown solonetzic soils. Can. J. Soil Sci. 68: 703-714
- Bertsch, P.M., 1985. Potassium status of temperate region soils., in: Potassium in Agriculture, ASA, CSSA, and SSSA. Munson R.D., pp. 131–162.
- Binkley D., Richter D. 1987. Nutrient Cycles and H^+ budgets of Forest Ecosystems. Advanced in Ecological Research, Vol. 16, pp1-50
- Blakemore, L.C., Searle, P.L., Daly, B.K., 1987. Methods for Chemical Analysis of Soils. NZ Soil Bureau, Department of Scientific and Industrial Research.
- Bohra, J.S., Doerffling, K., 1993. Potassium nutrition of rice (*Oryza sativa* L.) varieties under NaCl salinity. Plant Soil 152, 299–303.
- Boivin, P., Favre, F., Hammecker, C., Maeght, J.-L., Delarivière, J., Poussin, J.-C., Wopereis, M.C.S., 2002. Processes driving soil solution chemistry in a flooded rice-cropped vertisol: analysis of long-time monitoring data. Geoderma 110, 87–107.
- Bonnet, M., Delarosière-Bouillin, O., Jusserand, C., 1970. Calcul automatique des “bilans d’eau” mensuels et annuels par les méthodes de Thornthwaite et de Turc. Bureau de recherches géologiques et minières.
- Bourg, I.C., Sposito, G., 2011. Ion exchange phenomena, In: Handbook of Soil Science, Properties and Processes 2nd ed. (Huang, P.M., Li, Y., Sumner, M.E., eds.), CRC Press, Boca Raton, Chapter 16
- Bower, C.A., 1959. Cation-Exchange Equilibria in Soils Affected By Sodium Salts: Soil Science. Soil Science 88, 32–35.
- Brejda, J.J., Moorman, T.B., Smith, J.L., Karlen, D.L., Allan, D.L., Dao, T.H., 2000. Distribution and Variability of Surface Soil Properties at a Regional Scale. Soil Sci. Soc. Am. J. 64, 974.
- Bresler, E., McNeal, B.L., Carter, D.L., 1982. Saline and sodic soils. Principles-dynamics-modeling. 236pp.
- Briel, L.I. 1993. Documentation of a multiple-technique computer program for plotting major ion composition of natural waters. u.s. geological survey open-file report 93-74
- Butt, K.R., Aslam, M., Azhar, M., Lone, M.I., 1995. Effect of different Ca:Mg ratios of saline medium on the yield and ionic composition of rice. Pak J Agri Sci 32, 126–129.
- Cahen, L., 1954. Géologie du Congo belge. Vaillant-Carmanne.
- Cheverry, C., 1969. La genèse de sols salés à alcalis dans les polders des rives nord-est du lac Tchad. Agrokem. Es Talajt. 18, 238–242.
- Chorum, M., Rengasamy, P., 1997. Carbonate chemistry, pH and physical properties of alkaline sodic soil as affected by various amendments. Australian Journal of Soil Research 35, 149-161

- Cox, A.E., Joern, B.C., Brouder, S.M., Gao, D., 1999. Plant-available potassium assessment with a modified sodium tetraphenylboron method. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63, 902–911.
- Curtin, D., Selles, F., and Steppuhn, H. 1998. Estimating calcium-magnesium selectivity in smectitic soils from Organic Matter. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 62: 1280-1285.
- Daoud, Y., Cheverry, C., Robert, M., 1993. Rôle physico-chimique du magnésium dans les sols salés des plaines du Cheliff (Algérie). *Sci. Sol* 31, 281–293.
- Degens, E.T., Von Herzen, R.P., Wong, H.-K., 1971. Lake Tanganyika: water chemistry, sediments, geological structure. *Naturwissenschaften* 58, 229–241.
- Degens, E.T., Von Herzen, R.P., Wong, H.-K., Deuser, W.G., Jannasch, H.W., 1972. Lake Kivu: structure, chemistry and biology of an east African rift lake. *Geol. Rundsch.* 62:245-277.
- Delaune, R.D., Reddy, K.R., 2005. Redox Potential, in: Hillel, D. (Ed.), *Encyclopedia of Soils in the Environment*. Academic Press, pp. 366–371.
- Delvaux, B., Dufey, J.E., Vielvoye, L., Herbillon, A.J., 1989. Potassium Exchange Behavior in a Weathering Sequence of Volcanic Ash Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1679.
- Devitt, D., Jarrell, W.M., Stevens, K.L., 1981. Sodium-Potassium Ratios in Soil Solution and Plant Response under Saline Conditions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 80–86.
- Diatta, J.B., 2008. Mutual Cu, Fe and Mn solubility control under differentiated soil moisture status. *J. Elem.* 13.
- Dobermann, A., Fairhurst, T., 2000. Rice: Nutrient Disorders & Nutrient Management. *Int. Rice Res. Inst.*
- Duchaufour Ph. 1988. *Pédologie*. 2è Edition. Masson, 224p
- Duchaufour, P., 2001. *Introduction à la science du sol. Sol, végétation, environnement*. 6ème édition., DUNOD. ed, Sciences sup. Paris.
- Endo, T., Yamamoto, S., Honna, T., Eneji, A.E., 2002. Sodium-calcium exchange selectivity as influenced by clay minerals and composition. *Soil Sci.* 167, 117–125.
- Evangelou, V., McDonald Jr, L., 1999. Influence of Sodium on Soils of Humid Regions, in: Pessarakli, M. (Ed.), *Handbook of Plant and Crop Stress*, Second Edition. CRC Press, pp. 17–50.
- Evangelou, V.P., Marsi, M., 2003. Influence of ionic strength on sodium-calcium exchange of two temperate climate soils. *Plant Soil* 250, 307–313.
- Evangelou, V.P., Phillips, R.E., 1987. Sensitivity Analysis on the Comparison between the Gapon and Vanselow Exchange Coefficients. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51, 1473–1479.
- Evangelou, V.P., Phillips, R.E., 1988. Comparison Between the Gapon and Vanselow Exchange Selectivity Coefficients. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52, 379–382.
- Evangelou, V.P., Wang, J., Phillips, R.E., 1994. New Developments and Perspectives on Soil Potassium Quantity/Intensity Relationships, in: Donald L. Sparks (Ed.), *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 173–227.

- Fageria, N.K., Gheyi, H.R., Moreira, A., 2011. Nutrient bioavailability in salt affected soils. *J. Plant Nutr.* 34, 945–962.
- FAO. 2014. Agrostat Database, FAO, Rome, Italy; disponible sur <http://faostat3.fao.org/faostat-gateway/go/to/download/Q/QC/F>
- Favre, F., Tessier, D., Abdelmoula, M., Génin, J.M., Gates, W.P., Boivin, P., 2002. Iron reduction and changes in cation exchange capacity in intermittently waterlogged soil. *Eur. J. Soil Sci.* 53, 175–183.
- Fletcher, P., Holtzclaw, K.M., Jouany, C., Sposito, G., LeVesque, C.S., 1984a. Sodium-Calcium-Magnesium Exchange Reactions on a Montmorillonitic Soil: II. Ternary Exchange Reactions1. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 1022.
- Fletcher, P., Sposito, G., LeVesque, C.S., 1984b. Sodium-Calcium-Magnesium Exchange Reactions on a Montmorillonitic Soil: I. Binary Exchange Reactions1. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48, 1016.
- Frankart, R ; Sottiaux, G, Ntoranye P.1965. Projet de l'Aménagement de l'Imbo-plaine de la Rusizi. *Pédologie des Sols*, ISABU et Université Catholique de Louvain, Bujumbura, pp 15-70
- Frankart, R.P., Herbillon, A.J., 1971. Aspects de la pédogenèse des sols halomorphes de la Basse Rusizi (Burundi): présence et genèse de l'analcime. *Musée Royal de l'Afrique Centrale*.
- Franklin W. T., Schmehl W. R. 1973. Physical, salinity, and fertility analyses of selected Pakistan soils. *Water Management Technical Report No. 28*, 29p
- Franzen, D., 2012. *Managing Saline Soils in North Dakota*
- Gahiro, L., 2011. Compétitivité des filières rizicoles burundaises: le riz de l'Imbo et le riz des marais
- Gaines, G.L., Thomas, H.C., 1953. Adsorption Studies on Clay Minerals. II. A Formulation of the Thermodynamics of Exchange Adsorption. *J. Chem. Phys.* 21, 714–718
- Ganjegunte, G.K., Vance, G.F., 2006. Deviations From the Empirical Sodium Adsorption Ratio (Sar) and Exchangeable Sodium Percentage (Esp) Relationship. *Soil Science* 171, 364–373.
- Garcia-Ocampo, A., 2003. Physical properties of magnesium affected soils in Colombia. *Lect. Coll. Soil Phys. Trieste* 3–21.
- Gartley, K.L., 2011. Recommended methods for measuring soluble salts in soils. *Recomm. Soil Test. Proced. Northeast. U. S. Northeast. Reg. Publ.* 1864–2.
- Gaussen, H., Bagnouls, F., 1957. Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Géographie* 66, 193–220.
- Gharaibeh, M. A., Eltaif, N. I., Shra'ah, S. H., 2010. Reclamation of a calcareous saline-sodic soil using phosphoric acid and by-product gypsum," *Soil Use Manage.*, vol. 26, no. 2, pp. 141- 148
- Ghassemi F., Jakeman A.J., Nix H.A. 1995. *Salinisation of Land and water Resources: Human Causes, Extent, management and Case Studies*. CABI Publishing: Wallingford, 526p

- Girard, M.C., Walter, C., Rémy, J.C., Berthin, J., Morel, J.L., 2005. Sols et environnement, 2è Edition, Dunod. ed. Paris.
- Gobat, J.M., Aragno, M., et Matthew, W., 2010. Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols. s.l.: PPUR Presses polytechniques, 2010.
- Goulding, K.W.T., 1983. Adsorbed ion activities and other thermodynamic parameters of ion exchange defined by mole or equivalent fractions. *J. Soil Sci.* 34, 69–74.
- Gourdin, J., Hollebosch, P., Kibiriti, C., 1986. Etude chimique des eaux de la Rusizi et de ses affluents au Burundi. ISABU, Bujumbura.
- Grattan, S.R., Grieve, C.M., 1999. Salinity–mineral nutrient relations in horticultural crops. *Sci. Hortic.* 78, 127–157.
- Grattan, S.R., Zeng, L., Shannon, M.C., Roberts, S.R., 2002. Rice is more sensitive to salinity than previously thought. *Calif. Agric.* 56, 189–198.
- Grieve, C.M., Fujiyama, H., 1987. The response of two rice cultivars to external Na/Ca ratio. *Plant Soil* 103, 245–250.
- Grieve, C.M., Lesch, S.M., Maas, E.V., Francois, L.E., 1993. Leaf and Spikelet Primordia Initiation in Salt-Stressed Wheat. *Crop Sci.* 33, 1286.
- Griffin, B.A., Jurinak, J.J., 1973. Estimation of Activity Coefficients From the Electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts. *Soil Sci.* 116, 26–30.
- Gustafsson, J.P., 2010. Visual MINTEQ, Ver. 3.0. A free equilibrium speciation model software. Available at <http://www2.lwr.kth.se/English/OurSoftware/vminteq/>
- Hajiboland, R., Yang, X.E., Römheld, V., 2003. Effects of bicarbonate and high pH on growth of Zn-efficient and Zn-inefficient genotypes of rice, wheat and rye. *Plant Soil* 250, 349–357.
- Hakiza, G. 2002. Potentialités aquifères de la plaine de la Basse Rusizi (au nord du lac Tanganyika). Thèse de doctorat. Université de Liège, 442p
- Harron, W.R.A., Webster, G.R. and Cairns, R.R. 1983. Relationship between exchangeable sodium and sodium adsorption ratio in a solonchic soil association. *Can. J. Soil Sci.* 63: 461-467.
- Helferich, F.G., 1995. Ion Exchange. Courier Dover Publications.
- Hermans, J. 2010. Incorporation du magnésium dans les squelettes calcitiques des échinodermes et des éponges hypercalcifiées Magnesium incorporation in calcite skeletons of echinoderms and hypercalcified sponges. Thèse de doctorat, ULB
- Hillel, D., Hatfield, J.L., Powlson, D.S., Rosenzweig, C., Scow, K.M., 2005. Encyclopedia of soils in the environment. Volume 1. A-Fa. Elsevier, Oxford.
- Hogg, T.J., Henry, J.L., 1984. Comparison of 1:1 suspensions and extracts with the saturation extract in estimating salinity in Saskatchewan soils. *Canadian Journal of Soil Science* 64, 699–704.
- Horneck, D.A., Ellsworth, J.W., Hopkins, B.G., Sullivan, D.M. (Dan M., Stevens, R.G., 2007. Managing salt-affected soils for crop production (Technical Report). [Covallis, Or.]: Oregon State University Extension Service.

- Howarth, R.W., Teal, J.M., 1979. Sulfate reduction in a New England salt marsh. *LIMNOLOGY* 24.
- Howes, B.L., Howarth, R.W., Teal, J.M., Valiela, I., 1981. Oxidation-reduction potentials in a salt marsh: Spatial patterns and interactions with primary production. *Limnol. Oceanogr.* 26, 350–360.
- Ilunga, L., 2007. Environnements sédimentaires et minéralogie des formations superficielles de la Plaine de la Ruzizi (Nord du Lac Tanganyika). *Geo-Eco-Trop* 31, 71–104.
- ISABU, 2008. Catalogue national des espèces et variétés améliorées et diffusées, Première édition. ed. Bujumbura.
- Jacobsen T., Adams R.M. 1958. Salt and Silt in Ancient Mesopotamian Agriculture. In *Science, New Series*, Vol. 128, No. 3334 , pp1251-1258
- Javaid, A.M., Tariq Yamin M., Ullah, R. hamid, 2001. Effect of different Ca/Na ratios in saline soils on the growth and yield components of wheat. *Pak J AgriBoti* 33, 599–604.
- Juo A.S.R. , Franzluebbers K. 2003. *Tropical soils: Properties and Management for Sustainable Agriculture*. Oxford University Press.
- Kabwa, A., 2010. Etude de désalinisation des périmètres aménagés et irrigués encadrés par la société régionale de développement de l’Imbo «S.R.D.Imbo».
- Kamphorst, A., Bolt, G.H., 1976. Chapter 9 Saline and Sodic Soils, in: G.H. Bolt and M.G.M. Bruggenwert (Ed.), *Developments in Soil Science, Soil Chemistry: A. Basic Elements*. Elsevier, pp. 171–191.
- Kampunzu, A.B., Kanika, M., Caron, J.P.-H., Lubala, R.T., Velluttini, P.J., 1984. Les basaltes transitionnels dans l’évolution des rifts continentaux: Exemple de la Haute-Ruzizi dans le Rift de l’Afrique Centrale (Kivu-Zaïre). *Geol. Rundsch.* 73, 895–916.
- Karimov, A., Qadir, M., Noble, A., Vyshpolsky, F., Anzelm, K., 2009. Development of magnesium-dominant soils under irrigated agriculture in Southern Kazakhstan. *Pedosphere* 19, 331–343.
- Keaton C. M. 1938. A theory explaining the relation of soil-water ratios to pH values. *Washington State Agricultural Experiment Station*, pp 259-266
- Keren, R., 2000. Salinity. In: Sumner, M.E. (Ed.), *Handbook of Soil Science*. CRC Press, Boca Raton, pp. G3–G25
- Khatun, S., Rizzo, C.A., Flowers, T.J., 1995. Genotypic variation in the effect of salinity on fertility in rice. *Plant Soil* 173, 239–250.
- Khush, G.S. 1995. Breaking the yield frontier of rice. *GeoJournal* 35, 329-332.
- Kibiriti C. 1981. Evolution de l’occupation des terres de l’Imbo-centre. Utilisation des photographies aériennes et recueil de données récentes. Mémoire, Université du Burundi, 86p
- Kirk, G., 2004. *The Biogeochemistry of Submerged Soils*. John Wiley & Sons.
- Kopittke, P.M., Menzies, N.W., 2005. Effect of pH on Na induced Ca deficiency. *Plant Soil* 269, 119–129.

- Kopittke, P.M., So, H.B., Menzies, N.W., 2006. Effect of ionic strength and clay mineralogy on Na–Ca exchange and the SAR–ESP relationship. *European Journal of Soil Science* 57, 626–633.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z.* 15, 259–263.
- Kotuby-Amacher, J., Koenig, R., Kitchen, B., 1997. Salinity and plant tolerance. Utah State Univ. U. S.
- Kotur, S.C., Rao, T.S., 1988. Quantity/intensity and quantity/potential studies in Na–Ca exchange system in some salt-affected soils. *J. Soil Sci.* 39, 199–207.
- Kovda, V.A., Samoilova, E.M., 1969. Some problems of soda salinity. *Agrokém. És Talajt.* 18, 21–36.
- Kundu, D.K., 1986. Na-Ca and Na-Mg exchange equilibria in soils as influenced by clay mineralogy and organic matter. *Philipp. J. Crop Sci.* 11, 203–208.
- Kyuma, K., 2004. *Paddy Soil Science*. Trans Pacific Press.
- Landon, J.R. 1991. *Booker Tropical Soil Manual. A Handbook for Soil Survey and Agricultural Land Evaluation in the Tropics and Subtropics*. J.R. Landon (Ed.) Longman Technical Copublished in the United States with John Wiley and Sons, Inc., New York, 474p.
- LeRoux, J., Sumner, M.E., 1968. Labile Potassium in Soils I: Factors Affecting the Quantity-Intensity (Q/I) Parameters. *Soil Sci.* 106, 35–41.
- Levy, R., Hillel, D., 1968. Thermodynamic Equilibrium Constants of Sodium-Calcium Exchange in Some Israel Soils. *Soil Sci.* 106, 393–398.
- Levy, R., Shainberg, I., 1972. Calcium-magnesium exchange in montmorillonite and vermiculite. *Clays Clay Min.* 20, 37–46.
- Lin, Y.-H., 2011. Studies on Quantity and Intensity of Potassium in Some Taiwan Farmland Soils. *CLEAN – Soil Air Water* 39, 345–350.
- Lindsay, W.L., 1979. *Chemical equilibria in soils*. Wiley.
- Lohrann U., Sausen R., Bengtsson L., Cubasch U., Perlwitz J., Roeckner E. 1993. The Köppen climate classification as a diagnostic tool for general circulation models. *Climate Research* Vol 3: pp 177-193
- Loyer, J.-Y., Gonzalez Barrios, J.L., Job, J.O., 1992. Les principaux faciès salins et leur expression dans les sols des régions chaudes, in: Delhoume, J.-P., Maury, M.E., Séminaire Mapimi, Durango (MEX), 1989/10/23-29 (Eds.), *Etude des relations eau-sol-végétation dans une zone aride du Nord du Mexique orientée vers l'utilisation rationnelle de ces ressources pour l'élevage bovin extensif*. Instituto de Ecologia, Xalapa, pp. 347–362.
- Lu, S.G., Tang, C., Rengel, Z., 2004. Combined effects of waterlogging and salinity on electrochemistry, water-soluble cations and water dispersible clay in soils with various salinity levels. *Plant Soil* 264, 231–245.
- Ma, L.Q., Dong, Y., 2004. Effects of incubation on solubility and mobility of trace metals in two contaminated soils. *Environ. Pollut. Barking Essex* 130, 301–307.
- Maas, E.V., Grattan, S.R., 1999. Crop yields as affected by salinity. 55–108.

- Maas, E.V., Hoffman, G.J., 1977. Crop Salt Tolerance—Current Assessment. J. Irrig. Drain. Div. 103, 115–134.
- Malvi, U.R., 2011. Interaction of micronutrients with major nutrients with special reference to potassium. Karnataka J. Agric. Sci. 24.
- Marlet, S., Barbiéro, L., Valles, V., 1998. Soil alkalization and irrigation in the sahelian zone of Niger II: Agronomic consequences of alkalinity and sodicity. Arid Soil Res. Rehabil. 12, 139–152.
- Marlet, S., Job, J.O., 2006. Processus et gestion de la salinité des sols, in: Traite D'irrigation / Tiercelin Jean-Robert (ed.), Vidal Alain (ed.). Lavoisier Tec et Doc, Paris, pp. 797–822.
- Marschner, H., George, E., Römheld, V., 1995. Preface to Second Edition, in: Mineral Nutrition of Higher Plants (Second Edition). Academic Press, London, pp. vii–viii.
- Mashhady, A.S., Rowell, D.L., 1978. Soil Alkalinity. I. Equilibria and Alkalinity Development. J. Soil Sci. 29, 65–75.
- Massoud, F.I., 1981. Salt affected soils at a global scale and concepts for control. FAO Land Water Dev. Div, Technical Paper, Rome, Italy 21p.
- Mathieu, C., Pielain, F. 2003. Analyses des sols : méthodes choisies. Editions TEC&Doc, Paris, 387p
- McBride, M.B., 1994. Environmental chemistry of soils. Oxford University Press, New York.
- McGeorge, W. T. 1937. Report on hydrogen ion concentration of alkaline soils. J. Ass. Official Agricultural Chemists. 20: 220-221
- McGeorge, W. T. 1944. Determination and interpretation of soil pH values. University of Arizona, Technical Bulletin n°44. pp 369-426
- Mckenzie, D., Abbott, T., Chan, K., Slavich, P., Hall, D., 1993. The nature, distribution and management of sodic soils in New-South-Wales. Soil Res. 31, 839–868.
- McLean, E.O., 1976. Exchangeable K levels for maximum crop yields on soils of different cation exchange capacities. Commun. Soil Sci. Plant Anal. 7, 823–838.
- Mehra, O.P., Jackson, M.L., 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-Citrate system buffered with sodium bicarbonate. Clays Clay Mine 7, 317–327.
- Milliman, J.D. 1974. Marine carbonates. Recent Sedimentary Carbonates part1. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 375 pp
- Moss, P., Beckett, P.H.T., 1971. Sources of Error in the Determination of Soil Potassium Activity Ratios by the Q/I Procedure. J. Soil Sci. 22, 514–536.
- MPDR, 2006. Monographie des provinces et communes du Burundi. Bujumbura.
- Muhammed, S., Akbar, M., Neue, H.U., 1987. Effect of Na/Ca and Na/K ratios in saline culture solution on the growth and mineral nutrition of rice (*Oryza sativa* L.). Plant Soil 104, 57–62.
- Munns R. 2005. Gene and salt tolerance: bringing them together. New Phytol, p. 167
- Museruka, F., Opdecamp, L., 1982. Etude Pédologique de Périmètre de Rukaramu. Carte n°5/Cell. carto/81 et n°2/Agropédo/81. ISABU, Bujumbura.

- Nafady, M.H., Lamm, C.G., 1972. Studies on Sodium-Calcium Exchange Equilibria in A Typical Soil Science. *Soil Sci.* 114, 222–228.
- Narteh, L.T., Sahrawat, K.L., 1999. Influence of flooding on electrochemical and chemical properties of West African soils. *Geoderma* 87, 179–207.
- NEPAD, 2009. Inventaire des efforts de développement agricole en cours et leur alignement sur les principes et objectifs du PDDAA. Bujumbura.
- Ni, D., Leonard, J.D., Guin, A., Williams, B.M., 2004. Systematic approach for validating traffic simulation models. *Transp. Res. Rec. J. Transp. Res. Board* 1876, 20–31.
- Ninh, H.T., Hoa, H.T.T., Ha, P.Q., Dufey, J.E., 2009. Potassium Buffering Capacity of Sandy Soils from Thua Thien Hue Province, Central Vietnam, as Related to Soil Properties. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 40, 3294–3307.
- Northcote, K.H., Skene, J.K.M., 1972. Australian soils with saline and sodic properties. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization.
- Nsabimana, S., 1979. Oro-hydrographie. Atlas du Burundi, association pour l'Atlas du Burundi, Gradignan, pl.2.
- Nzigidahera B. 2003. Etude d'évaluation des impacts des actions anthropiques et du degré de disparition de la biodiversité: proposition de plan de gestion durable de la réserve naturelle de la Rusizi, réserve de la biosphère en projet. INECN, Gitega, 59p
- Ozcan, H., Ekinici, H., Yigini, Y., Yukse, O., 2006. Comparison of four soil salinity extraction methods, in: Proceedings of 18th International Soil Meeting on "Soil Sustaining Life on Earth, Managing Soil and Technology. Sanliurfa, Turkey, pp. 697–703.
- Paliwal K.V. , Maliwal G.L. 1970. Prediction of exchangeable sodium percentage from cation exchange equilibria. *Geoderma*, 6 (1971), 75-78
- Paliwal, K. V.; Gandhi, A. P. 1976. Effect of salinity, SAR, Ca: Mg ratio in irrigation water and soil texture on predictability of exchangeable sodium percentage. *Soil Sci.* 122:85-90.
- Pasrika, N.S., Ponnamperuma, F.N., 1977. Na^+ -($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) Exchange Equilibria Under Submerged Soil Conditions. *Soil Sci.* 123, 220–223.
- Patterson, R.A., 2006. Consideration of soil sodicity when assessing land application of effluent or greywater.
- Pearsall, W.H., Mortimer, C.H., 1939. Oxidation-Reduction Potentials in Waterlogged Soils, Natural Waters and Muds. *J. Ecol.* 27, 483–501.
- Peng S., Cassman K.G., Virmani S.S., Sheehy J , Khush G.S. , 1999. Yield potential trends of tropical rice since the release of IR8 and the challenge of increasing rice yield potential. *Crop Science* 39, 1552-1559.
- Peretyazhko, T., Sposito, G., 2005. Iron(III) reduction and phosphorous solubilization in humid tropical forest soils. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 3643–3652.
- Pessarakli, M., Szabolcs, I., 1999. Soil Salinity and Sodicity as Particular Plant/Crop Stress Factors, in: Pessarakli, M. (Ed.), Handbook of Plant and Crop Stress, Snd Edition. CRC Press, pp. 1–15.

- Peterson, F.F., Rhoades, J., Arca, M., Coleman, N.T., 1965. Selective Adsorption of Magnesium Ions by Vermiculite¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 29, 327.
- Pezeshki, S.R., DeLaune, R.D., 2012. Soil Oxidation-Reduction in Wetlands and Its Impact on Plant Functioning. *Biology* 1, 196–221.
- Pissaloux, A., Morard, P., Bertoni, G., 1995. Alkalinity-bicarbonate-calcium effects on iron chlorosis in white lupine in soilless culture, in: Abadía, J. (Ed.), *Iron Nutrition in Soils and Plants, Developments in Plant and Soil Sciences*. Springer Netherlands, pp. 127–133.
- Pitman, M.G., Läuchli, A., 2002. Global Impact of Salinity and Agricultural Ecosystems, in: Läuchli, A., Lüttge, U. (Eds.), *Salinity: Environment - Plants - Molecules*. Springer Netherlands, pp. 3–20.
- Ponnamperuma, F.N., 1972. The Chemistry of Submerged Soils, in: N.C. Brady (Ed.), *Advances in Agronomy*. Academic Press, pp. 29–96.
- Ponnamperuma, F.N., Tianco, E.M., Loy, T., 1967. Redox equilibria in flooded soils: I. The iron hydroxide systems. *Soil Sci.* 103, 374–382.
- Poonia, S.R., Niederbudde, E.A., 1990. Exchange equilibria of potassium in soils. V, Effect of natural organic matter on K-Ca exchange. *Geoderma* 47, 233–242.
- Pratt, P.F., Whittig, L.D., Grover, B.L., 1962. Effect of pH on the Sodium-Calcium Exchange Equilibria in Soils¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 26, 227.
- Qadir M, Ghafoor A, Murtaza G. 2000. Amelioration strategies for saline soils: a review. *Land Degradation and Development* 2000; 11:501–21.
- Qadir, M., Noble, A.D., Schubert, S., Thomas, R.J., Arslan, A., 2006. Sodicty-induced land degradation and its sustainable management: problems and prospects. *Land Degrad. Dev.* 17, 661–676.
- Qadir, M., Oster, J.D., Schubert, S., Noble, A.D., Sahrawat, K.L., 2007. Phytoremediation of Sodic and Saline-Sodic Soils, in: *Advances in Agronomy*. Elsevier, pp. 197–247.
- Qadir, M., Schubert, S., 2002. Degradation processes and nutrient constraints in sodic soils. *Land Degrad. Dev.* 13, 275–294.
- Qadir, M., Schubert, S., Ghafoor, A., Murtaza, G., 2001. Amelioration strategies for sodic soils: a review. *Land Degradation and Development*, 12, 357–386.
- Rakotomalala, R., 2008. Tests de normalité. Université Lumière Lyon.
- Reekmans, M., 1980. La végétation de la plaine de la basse Rusizi (Burundi). *Bull. Jard. Bot. Natl. Belg. Bull. Van Natl. Plantentuin Van Belg.* 50, 401–444.
- Rengasamy, P., 2006. World salinization with emphasis on Australia. *J. Exp. Bot.* 57, 1017–1023.
- Rengasamy, P., 2010. Soil processes affecting crop production in salt-affected soils. *Funct. Plant Biol.* 37, 613–620.
- Rengasamy, P., Marchuk, A., 2011. Cation ratio of soil structural stability (CROSS). *Soil Res.* 49, 280–285.
- Rengasamy, P., North, S., Smith, A., 2010. Diagnosis and management of sodicity and salinity in soil and water in the Murray Irrigation region, The University of Adelaide, SA.

- Rhoades, J.D., 1982. Cation exchange capacity. *Methods Soil Anal. Part 2 Chem. Microbiol. Prop.* 149–157.
- Rhoades, J.D., Chanduvi, F., Lesch, S.M., 1999. *Soil Salinity Assessment: Methods and Interpretation of Electrical Conductivity Measurements*. Food & Agriculture Org.
- Richards, J.E., Bates, T.E., 1988. Studies on the potassium-supplying capacities of southern Ontario soils. II. Nitric acid extraction of nonexchangeable K and its availability to crops. *Can. J. Soil Sci.* 68, 199–208.
- Robbins, C.W., Jurinak, J.J., Wagenet, R.J., 1980. Calculating cation exchange in a salt transport model. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 1195–1200.
- Robert, M., Varet, J., 1996. *Le Sol: interface dans l'environnement: ressource pour le développement*. Masson.
- Sahrawat, K.L., 2005. Fertility and organic matter in submerged rice soils. *Curr. Sci.* 88, 735–739.
- Sahwney, B.L., Stilwell, D.E., 1994. Dissolution and elemental analysis of minerals, soils and environmental samples. In: Quantitative methods in soil mineralogy (J.E. Amonette and L.W. Zelazny (eds.)), Soil Science Society of America Miscellaneous Publication. 49-82.
- Sánchez-Román, M., McKenzie, J., A. and Wagener, A. de L., R., Rivadeneyra, M., A., Vasconcelos, C. 2009. Presence of sulfate does not inhibit low-temperature dolomite precipitation. *Earth and Planetary Letters* 285,131-139
- Scaëtta, H., 1934. *Le climat écologique de la dorsale Congo-Nil (Afrique centrale équatoriale)*. Falk, Bruxelles.
- Schlüter, T., Trauth, M.H., 2008. Geological atlas of Africa: with notes on stratigraphy, tectonics, economic geology, geohazards, geosites and geoscientific education of each country.
- Shainberg, I., 1975. Salinity of Soils—Effects of Salinity on the Physics and Chemistry of Soils, in: Poljakoff-Mayber, A., Gale, J. (Eds.), *Plants in Saline Environments, Ecological Studies*. Springer Berlin Heidelberg, pp. 39–55.
- Shainberg, I., Keren, R., Frenkel, H., 1982. Response of Sodic Soils to Gypsum and Calcium Chloride Application¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 113.
- Shainberg, I., Oster, J.D., Wood, J.D., 1980. Sodium/Calcium Exchange in Montmorillonite and Illite Suspensions¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 960.
- Sharma, D.B., Swarup, A., 1988. Effects of short-term flooding on growth, yield and mineral composition of wheat on sodic soil under field conditions. *Plant Soil* 107, 137–143.
- Sharpley, A.N., 1989. Relationship Between Soil Potassium Forms and Mineralogy. *Soil Science Society of America Journal* 53, 1023.
- Sharpley, A.N., 1989. Relationship Between Soil Potassium Forms and Mineralogy. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1023.

- Shuman, L.M., Duncan, R.R., 1990. Soil exchangeable cations and aluminum measured by ammonium chloride, potassium chloride, and ammonium acetate. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 21, 1217–1228.
- Siyal, A.A., Siyal, A.G., Abro, Z.A., 2002. Salt Affected Soils Their Identification and Reclamation. *J. Appl. Sci.* 2, 537–540.
- Smith, P.L., Redente, E.F., Hooper, E., 1987. Soil organic matter. In *Reclaiming Mine Soils and Overburden in the Western United States: Analytical Parameters and Procedures*. R.D. Williams and G.E. Schuman (eds.). Soil Conservation Society of America, Akeny, IA, pp. 185–214.
- Soil Survey staff, 1996. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No. 42, Version 3.0. U.S. department of agriculture, Lincoln, Neb.
- Soil Survey Staff, 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual Soil Survey Investigations Report No. 42, version 4.0. U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service.
- Soil Survey Staff. 2009. Soil Survey Field and Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No. 51, Version 1.0. R. Burt (ed.). U.S. Department of Agriculture, Natural Resources Conservation Service
- Song, J.Q., Fujiyama, H., 1996. Difference in -response of rice and tomato subjected to sodium salinization to the addition of calcium. *Soil Sci. Plant Nutr.* 42, 503–510.
- Sonmez, S., Buyuktas, D., Okturen, F., Citak, S., 2008. Assessment of different soil to water ratios (1:1, 1:2.5, 1:5) in soil salinity studies. *Geoderma* 144, 361–369.
- Sottiaux, G., Opdecamp, L., Bigura, C., Frankart, R., 1988. Carte des sols du Burundi. Echelle 1/250000. Notice explicative. AGCD, Bruxelles, publication du service agricole, no 9. 142 p + annexes, 83p.
- Sparks, D.L., 1995. Environmental soil chemistry. Academic Press.
- Sparks, D.L., Liebhardt, W.C., 1981. Effect of long-term lime and potassium applications on quantity-intensity (Q/I) relationships in sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45, 786–790.
- Sposito, G. 1977. The Gapon and the Vanselow Selectivity Coefficients. *Soil Sci. Soc. Am. J. Vol. 41 No. 6, p. 1205-1206*
- Sposito, G., Fletcher, P., 1985. Sodium-Calcium-Magnesium Exchange Reactions on a Montmorillonitic Soil: III. Calcium-Magnesium Exchange Selectivity¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49, 1160.
- Sposito, G., Mattigod, S.V., 1977. On the Chemical Foundation of the Sodium Adsorption Ratio. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41, 323–329.
- Sposito, G., Mattigod, S.V., 1979. Ideal behaviour in Na⁺-trace metal cation exchange on camp Berteau montmorillonite. *Clays Clay Miner.* 27, 125.
- Strom, C., Norton, J.B., 2012. Successful Restoration of Severely Disturbed Wyoming Lands: Reclamation on salt/sodium-affected soils. University of Wyoming Extension. B-1231.

- Stumm, W., Morgan, J.J., 1996. *Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*. John Wiley & Sons.
- Tack, L., De Paepe, P., 1983. Le volcanisme du Sud-Kivu dans le nord de la plaine de la Rusizi au Burundi et ses relations avec les formations géologiques avoisinantes. Mus. roy. Afr. centr, Tervuren.
- Tan, H.K., 1982. *Principles of Soil Chemistry*, Marcel Dekker, Inc. New York.
- Tan, K.H., 1998. *Principles of Soil Chemistry*. M. Dekker.
- Tanji, K.K., 2004. Salinity in the Soil Environment, in: Läuchli, A., Lüttge, U. (Eds.), *Salinity: Environment - Plants - Molecules*. Springer Netherlands, pp. 21–51.
- Tavernier, R. & Sys, C., 1965. Classification of the soils of the Republic of Congo (Kinshasa). *Pédologie, Intern. Symp. 3, Soil Classification* : 91-136.
- Teppen, B.J. , Miller. 2005. Hydration energy determines isovalent cation exchange selectivity by clay minerals. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 70:31-40
- Tessens, E., Mvuyekure, E., Muganza, J.P., Bigura, C., 1991. Guide synoptique pour la carte pédologique semi-détaillée du Burundi. Publication ISABU Nr.164, 16 p. + annexes
- Tiercelin, J.-J., Thouin, C., Kalala, T., Mondegue, A., 1989. Discovery of sublacustrine hydrothermal activity and associated massive sulfides and hydrocarbons in the north Tanganyika trough, East African Rift. *Geology* 17, 1053–1056.
- Tonini, A., Cabrera, E., 2011. Opportunities for Global Rice Research in a Changing World. *Tech. Bull.*
- Townsend, R.P., 1984. Thermodynamics of Ion Exchange in Clays. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci.* 311, 301–314.
- Udo, E.J., 1978. Thermodynamics of Potassium-Calcium and Magnesium-Calcium Exchange Reactions on a Kaolinitic Soil Clay¹. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42, 556.
- USDA , 1998. Soil quality indicators: pH. Disponible en ligne au : <http://soils.usda.gov>
- USDA, 1954. *Diagnosis and improvement of saline and alkali soils*, Agriculture handbook (United States Dept. of Agriculture), no.60. Ed. Richards, L.A., Riverside, CA.
- Van Ranst, E., Verloo, M., Demeyer, A., Pauwels, J.M. 1999. *Manual for the soil Chemistry and Fertility Laboratory. Analytical and Management of Consumables*, University of Ghent, 243p
- Vanselow, A.P., 1932. Equilibria of the base-exchange reactions of bentonites, permutites, soil colloids, and zeolites. *Soil Sci* 33, 95–113.
- Visconti, F., de Paz, J.M., Rubio, J.L., 2010. What information does the electrical conductivity of soil water extracts of 1 to 5 ratio (w/v) provide for soil salinity assessment of agricultural irrigated lands? *Geoderma* 154, 387–397.
- Vizier, J.-F., 1971. Etude de l'état d'oxydoréduction du sol et de ses conséquences sur la dynamique du fer dans les sols hydromorphes. *Cah. ORSTOM Série Pédologie* 9, 373–397
- Wang, F.L., Alva, A.K., 2000. Ammonium Adsorption and Desorption in Sandy Soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1669.

- Wang, J.J., Harrell, D.L., Bell, P.F., 2004. Potassium Buffering Characteristics of Three Soils Low in Exchangeable Potassium. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 68, 654.
- Wild, A., Keay, J., 1964. Cation-Exchange Equilibria with Vermiculite. *J. Soil Sci.* 15, 135–144.
- Woodruff, C.M., 1955. The Energies of Replacement of Calcium by Potassium in Soils1, 2. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 19, 167–171.
- Woolhouse, H.W., 1966. The effect of bicarbonate on the uptake of iron in four related grasses. *New Phytol.* 65, 372–375.
- Yang, X., Hajiboland, R., Römhild, V., 2003. Bicarbonate Had Greater Effects Than High pH on Inhibiting Root Growth of Zinc-Inefficient Rice Genotype. *J. Plant Nutr.* 26, 399–415.
- Yeledhalli, N.A., Prakash, S.S., Patil, C.V., Ravi, M.V., Narayana Rao, K., 2007. Potassium Kinetics in Solid Wastes Amended Vertisols of North Eastern Arid Zone of Karnataka. *Karnataka J. Agric. Sci.* 20, 518–523.
- Yeo, A.R., Flowers, T.J., 1985. The absence of an effect of the Na/Ca ratio on sodium chloride uptake by rice (*Oryza sativa* L.). *New Phytol.* 99, 81–90.
- Yoshida, S., 1981. Fundamentals of Rice Crop Science. *Int. Rice Res. Inst.*
- Yuvaniyama, A., Arunin, S., Takai, Y., 1996. Management of saline soil in the Northeast of Thailand. *Thai J. Agric. Sci.*, 29 (1), 1-10
- Zeng, L., Shannon, M.C., 2000. Salinity Effects on Seedling Growth and Yield Components of Rice. *Crop Sci.* 40, 996.
- Zeng, L., Shannon, M.C., Lesch, S.M., 2001. Timing of salinity stress affects rice growth and yield components. *Agric. Water Manag.* 48, 191–206.
- Zhang, H., Schroder, J.L., Pittman, J.J., Wang, J.J., Payton, M.E., 2005. Soil Salinity Using Saturated Paste and 1:1 Soil to Water Extracts. *Soil Science Society of America Journal* 69, 1146–1151.
- Zhong, H., Läuchli, A., 1993. Spatial and Temporal Aspects of Growth in the Primary Root of Cotton Seedlings: Effects of NaCl and CaCl₂. *J. Exp. Bot.* 44, 763–771.

Annexes

Annexes au chapitre 2: Données climatologiques de la Basse Rusizi

Tableau 2. 5: Température maximale journalière moyenne à la station Imbo-SEMS

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
1985	30,1	28,8	29,9	29,2	29,8	29,9	30,1	30,7	30,7	30,9	29,5	29,4	29,9
1986	29,2	30,0	30,0	29,6	30,5	29,9	30,2	31,5	31,6	31,2	28,8	29,5	30,2
1987	29,7	30,5	31,3	31,3	30,6	30,5	31,4	32,1	32,1	31,6	31,0	31,8	31,1
1988	30,1	31,4	30,8	30,4	31,1	31,6	30,7	30,8	31,4	31,4	30,6	28,9	30,8
1989	29,1	29,4	29,9	30,1	30,0	30,1	30,0	31,2	31,9	30,7	31,1	29,9	30,3
1990	30,8	31,2	30,0	31,5	30,4	30,9	30,9	31,1	31,5	31,8	30,8	29,4	30,9
1991	31,1	31,1	30,2	29,7	29,9	30,3	29,3	30,9	31,5	29,9	29,6	29,5	30,2
1992	30,3	30,2	29,9	29,6	29,9	30,1	30,0	30,9	32,3	31,8	30,4	30,1	30,5
1993	30,1	29,8	29,5	29,9	29,9	30,1	30,1	31,0	32,4	32,5	30,7	30,4	30,5
1994	29,6	30,3	30,2	30,2	29,9	30,6	29,9	31,2	32,8	30,6	27,7	29,5	30,2
1995	-	30,7	30,2	29,8	29,9	-	-	32,3	-	-	-	-	30,6
1996	-	-	-	-	-	-	-	31,9	-	31,6	17,5	31,1	28,1
1997	30,5	31,3	30,3	29,8	30,4	31,2	30,7	32,1	33,6	31,2	-	29,6	31,0
1998	30,5	31,0	30,8	30,8	30,7	30,6	30,1	31,3	32,1	-	31,8	31,2	31,0
1999	30,6	32,0	30,0	29,7	31,0	31,2	30,7	-	-	-	-	-	30,7
2010	29,9	30,4	30,4	30,2	31,5	30,9	30,3	31,2	31,4	31,4	29,9	29,5	30,6
2011	29,6	29,6	29,3	29,5	30,1	30,2	29,9	30,6	30,9	29,8	28,8	29,5	29,8
Moy	30,1	30,5	30,2	30,1	30,3	30,5	30,3	31,3	31,9	31,2	29,1	29,9	30,4

Tableau 2. 6: Température minimale à la station Imbo-SEMS

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
1985	16,9	17,4	18,1	18,0	17,6	16,6	14,6	15,4	18,3	19,8	18,5	18,6	17,5
1986	18,9	18,1	18,1	19,5	19,0	16,9	15,0	15,3	17,2	18,4	17,9	18,8	17,8
1987	18,8	19,1	19,1	19,4	19,4	17,8	15,9	16,2	18,2	18,4	19,2	19,0	18,4
1988	19,0	18,8	19,0	20,3	19,5	17,2	16,7	17,7	17,8	18,4	18,6	18,8	18,5
1989	19,2	19,3	19,1	19,4	18,9	17,2	16,2	16,4	17,6	17,9	19,2	19,0	18,3
1990	18,8	19,0	19,3	20,0	18,8	16,6	14,7	16,2	17,1	17,7	18,8	18,4	17,9
1991	19,1	18,8	19,0	19,4	19,7	18,4	15,7	15,8	16,2	17,4	17,8	18,4	18,0
1992	18,7	19,0	18,9	19,6	18,4	18,3	14,7	14,7	17,3	17,8	17,9	17,9	17,7
1993	19,4	19,1	18,3	18,8	19,1	17,9	15,3	16,8	16,7	18,1	19,0	18,2	18,1
1994	18,6	19,4	18,4	18,6	19,3	17,3	16,8	16,9	18,5	17,5	17,2	18,7	18,1
1995	-	18,1	18,7	19,2	18,7	-	-	15,9	-	-	-	-	18,1
1996	-	-	-	-	-	-	-	15,7	-	17,4	30,5	18,2	20,4
1997	19,9	19,6	19,9	19,8	19,8	18,1	17,6	17,5	19,0	19,9	-	20,4	19,2
1998	21,0	21,3	20,7	21,3	21,0	18,1	17,4	17,8	19,1	-	19,4	19,6	19,7
1999	19,2	20,0	19,2	19,0	18,6	-	15,9	-	-	-	-	-	18,7
2011	-	-	18,5	18,8	19,1	17,9	16,7	17,0	18,7	19,0	19,0	19,1	18,4
Moy	19,0	19,1	18,9	19,4	19,1	17,6	15,9	16,4	17,8	18,3	19,5	18,8	18,3

Tableau 2. 7: Température moyenne mensuelle à la station Imbo-SEMS

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy
1985	23,48	23,06	23,97	23,64	23,69	23,24	22,36	23,07	24,54	25,35	23,99	23,98	23,70
1986	24,06	24,06	24,04	24,59	24,74	23,41	22,57	23,41	24,43	24,83	23,33	24,12	23,96
1987	24,22	24,79	25,16	25,35	25,01	24,18	23,65	24,14	25,15	24,99	25,12	25,36	24,76
1988	24,59	25,12	24,92	25,33	25,29	24,38	23,70	24,25	24,62	24,93	24,60	23,85	24,63
1989	24,15	24,38	24,50	24,76	24,44	23,62	23,10	23,79	24,71	24,28	25,13	24,46	24,28
1990	24,82	25,12	24,65	25,73	24,59	23,77	22,81	23,63	24,31	24,77	24,77	23,90	24,41
1991	25,09	24,93	24,60	24,58	24,84	24,33	22,51	23,34	23,84	23,64	23,70	23,93	24,11
1992	24,49	24,59	24,40	24,56	24,16	24,17	22,33	22,79	24,76	24,82	24,14	23,99	24,10
1993	24,79	24,44	23,88	24,32	24,51	24,04	22,70	23,93	24,56	25,31	24,83	24,31	24,30
1994	24,12	24,84	24,32	24,39	24,60	23,98	23,33	24,06	25,65	24,03	22,40	24,07	24,15
1995	-	24,40	24,46	24,50	24,28	-	-	24,09	-	-	-	-	24,35
1996	-	-	-	-	-	-	-	23,81	-	24,49	24,02	24,65	24,24
1997	25,21	25,43	25,07	24,81	25,07	24,63	24,13	24,84	26,27	25,55	-	25,00	25,09
1998	25,75	26,15	25,74	26,02	25,85	24,36	23,78	24,55	25,61	-	25,61	25,42	25,35
1999	24,90	26,04	24,62	24,36	24,78	15,59	23,33	-	-	-	-	-	23,38
2011	-	-	23,86	24,18	24,64	24,04	23,33	23,84	24,81	24,39	23,92	24,30	24,13
Moy.	24,59	24,81	24,55	24,74	24,70	23,41	23,12	23,84	24,86	24,72	24,27	24,38	24,31

Tableau 2. 8: Humidité relative (en %) à la station Imbo-SEMS

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1984	-	-	-	-	70	63	71	66	62	62	63	70
1985	74	75	75	78	75	71	72	70	74	75	76	91
1986	92	86	91	93	92	85	88	84	86	84	89	90
1987	89	89	90	76	78	72	68	68	72	74	78	78
1988	-	-	-	81	76	69	68	70	70	73	76	79
1989	79	79	78	79	78	73	67	64	67	-	73	76
1990	74	75	75	75	75	69	67	63	66	68	72	71
1991	73	74	76	76	77	71	69	66	64	74	77	78
1992	76	78	78	76	75	73	68	61	61	69	73	75
1993	75	76	76	76	75	71	66	63	57	63	73	73
1994	75	74	74	74	72	67	64	64	63	70	87	80
1995	74	73	75	75	75	-	-	66	-	-	-	-
1996	-	-	-	-	-	-	68	-	-	64	66	67
1997	67	68	72	71	70	64	61	59	56	65	73	74
1998	74	74	75	74	74	67	64	60	62	61	66	70
1999	71	67	77	73	68	68	68	-	-	-	-	-

Tableau 2. 9: Vitesse du vent (en m/s) à la Station Bujumbura-Aéroport

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1990	1,2	1,1	0,7	1,1	1,0	1,4	1,6	1,7	1,4	1,4	1,1	1,0
1991	1,0	1,0	0,9	1,0	1,0	1,3	1,6	1,8	1,9	1,6	1,5	1,2
1992	1,1	1,1	1,3	1,2	1,4	1,5	1,8	1,9	1,9	1,7	1,5	1,4
1993	1,2	1,3	1,1	1,2	1,4	1,7	1,9	1,9	2,0	1,6	1,7	1,3
1994	1,1	1,3	1,1	1,1	1,1	1,6	1,7	1,7	1,8	1,4	1,4	1,2
1995	0,8	0,9	1,0	1,0	0,9	1,3	1,5	1,8	1,7	1,5	1,4	1,3
1996	0,9	0,9	0,8	1,1	1,2	1,3	1,3	1,5	1,6	1,4	1,5	1,2
1997	0,8	0,9	0,7	0,9	1,0	1,1	1,2	1,4	1,5	1,3	1,4	1,1
1998	0,6	0,7	0,6	1,0	1,1	1,0	1,1	0,9	1,3	0,9	0,9	0,8
1999	0,5	0,8	0,5	0,9	1,2	0,9	1,0	0,8	0,8	0,9	0,6	0,4
2000	0,7	0,6	0,4	0,8	0,9	0,8	1,0	1,1	0,8	0,7	0,8	0,5
2002	-	-	-	-	-	-	-	-	1,2	1,1	0,5	0,6
2003	0,6	0,6	0,5	-	-	-	-	-	1,7	1,2	0,7	0,4
2004	0,8	1,0	0,7	0,6	0,4	0,6	1,1	1,5	1,7	1,4	1,1	1,2
2005	0,9	1,0	0,8	0,6	0,5	1,3	1,3	1,2	1,4	1,2	0,4	0,4
2006	0,6	0,5	0,7	0,5	1,0	1,1	1,1	1,3	1,3	1,1	0,9	0,9
2007	0,7	0,3	0,4	1,0	1,2	1,1	1,0	1,3	1,1	0,9	0,9	1,0
2008	0,7	0,3	0,4	1,0	1,2	1,1	1,0	1,3	1,1	0,9	0,9	1,0
2009	0,6	0,4	0,5	0,3	0,6	1,1	1,4	1,5	1,5	1,1	0,7	0,6
2010	0,6	0,8	0,7	0,8	0,9	0,7	-	-	-	-	-	-

Tableau 2. 10: Durée d'insolation (en heures) à la Station Imbo-SEMS

Mois Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1978	174,1	149,9	125,4	155,6	244,2	239,8	259,8	257,7	221,2	184,5	129,8	114,3
1979	156,2	132,4	206,3	134,4	196,4	225,7	266,4	248,8	243,5	171,5	166,8	154,6
1980	131,5	141,6	172,6	180,3	168,1	-	254,4	248,4	186	222,1	166,7	118,6
1981	180,2	153,2	125	163,9	150,8	259,8	216,1	213,5	206	187,2	167,6	174,6
1982	169	147,7	204,2	149,4	43,2	-	199,5	230,5	211,6	160,7	-	-
1984	-	-	-	-	272,6	256,2	185,1	212,4	215,4	171,9	125	170,2
1985	171,8	95,1	173,3	164,5	216	207	272,4	240	160,9	166,9	144,3	158,6
1986	150,5	155,6	158,8	133,9	172,3	237,3	248,9	280,7	200,1	196	129,8	138,4
1987	139,6	164,4	184,8	203,7	-	191,2	278,3	261,4	186,3	215,9	142,4	-
1988	-	-	-	162,5	226	267,5	204,4	205,8	200,7	176,3	174,7	156,9
1989	129,7	149,1	171,7	173,2	205,5	235,2	238,6	212,3	210,2	175,1	159,7	159,5
1990	214	-	151,7	198,3	228,8	279,7	281,3	240,4	187	209,9	163,3	154,9
1991	190,7	174,8	179,2	189,8	161,7	228,7	215,7	231,2	189,1	130,6	163,8	131,3
1992	170,5	148,8	186,1	18,2	204	195	254,5	260,2	209,5	193,5	179,3	186,3
1993	167,7	147,7	194,4	196,6	209	198,2	292,6	215,3	-	225	171,8	178,9
1994	172,6	134,9	198,9	214,1	-	266,9	245,9	231,4	204,1	165,7	-	162,6

Annexes au chapitre 3

Tableau 3. 5 (a): Localisation géographique et description des échantillons composites de sols (Parcelles rizicoles)

Code	Bloc	N° sol	Longitude Est	Latitude Sud	Alt (m)	Couleur au frais	Texture	Observations
A	81	1	29°20'10"	3°13'44"	815	10YR2/2	argileux	Située près de la parcelle abandonnée U Riz de bonne vigueur
B	81	2	29°20'2"	3°13'52"	816	10YR3/1	argile sableuse	Riz de vigueur moyenne
C	91	3	29°20'12"	3°13'57"	818	10YR2/1	limon sablo-argileux	Située près de la parcelle abandonnée V Riz de vigueur moyenne Traces de couleur rouge (oxyde de fer)
D	81	4	29°19'55"	3°13'55"	815	10YR2/1	sable limoneux	Riz de bonne vigueur Trois profils pédologiques y ont été creusés
E	81	5	29°19'33"	3°13'59"	811	7.5YR2/)	argileuse	Riz de vigueur moyenne Eau d'irrigation provenant d'une parcelle abandonnée
F	81	6	29°19'22"	3°13'52"	809	7.5YR2/)	argileux	Riz de mauvaise vigueur Eau d'irrigation provenant d'une parcelle abandonnée
G	91	7	29°20'16"	3°13'55"	819	10YR2/1	limon sablo-argileux	Riz de bonne vigueur
H	91	8	29°19'48"	3°13'59"	812	5YR3/1	limon argileux	Riz de bonne vigueur
I	91	9	29°19'51"	3°14'5"	812	10YR2/1	limon argileux	Riz de mauvaise vigueur
J	91	10	29°19'53"	3°14'6"	813	5YR2.5/1	limon sablo-argileux	Riz de mauvaise vigueur
K	91	11	29°19'44"	3°14'6"	814	5YR2.5/1	limon sablo-argileux	Riz de mauvaise vigueur
L	91	12	29°19'59"	3°14'13"	814	5YR2.5/1	limon sableux	Riz de vigueur moyenne Eau d'irrigation provenant d'un drain
M	81	13	29°19'34"	3°13'44"	810	10YR2/1	argileux	Riz de mauvaise vigueur Eau d'irrigation provenant d'une parcelle abandonnée

Tableau 3. 5 (b) : Localisation géographique et description des échantillons composites de sols (Parcelles abandonnées)

Code	Bloc	N° sol	Espèce dominante	Longitude Est	Latitude Sud	Alt (m)	Couleur au frais	Texture	Observations
R	81	14	<i>Cynodon sp</i>	29°19'30"	3°13'55"	809	7.5YR N2/)	argileux	Abandon en 1978
S	81	15	<i>Cynodon sp</i>	29°19'44"	3°13'55"	813	10YR3/1	limon sableux	Abandon en 1985 Trois profils pédologiques y ont été creusés
T	91	16	<i>Cyperus platicaulis</i>	29°19'44"	3°13'59"	812	10YR4/1	limon sableux	Abandon au cours des années 1980 Parcelle d'essai variétale de l'IRRI-Burundi (aucune variété n'a pu résister à la salinité)
U	81	17	<i>Typha domingensis</i>	29°20'10"	3°13'52"	817	7.5YR N3/)	limon argilo-sableux	Abandon en 2000 Trois profils pédologiques y ont été creusés
V	91	18	<i>Cynodon sp</i>	29°20'10"	3°13'59"	818	7.5YR N3/	limon argilo-sableux	Abandon en 1993 Traces de couleur rouge (oxyde de fer)
W	91	19	<i>Cyperus platicaulis</i>	29°19'54"	3°14'13"	813	10YR5/1	sable limoneux	Abandon en 1988 Elle servait d'essai de canne à sucre, sorgho et maïs par l'ISABU Trois profils pédologiques y ont été creusés

Tableau 3. 6: Brève description des profils pédologiques

Profil	Hz	N° sol	Pr (cm)	Couleur au frais	Texture	Limite	Observations
S1	A	20	0-35	10YR5/1	limon sablo-argileux	graduelle et régulière	Nombreuses racines
	B	21	35-120	10YR5/1	limon sablo-argileux	graduelle et régulière	Concrétions de calcaire
S2	A	22	0-31	7.5YRN3	limon sablo-argileux	graduelle et régulière	
	B	23	31-76	10YR4/1	limon sablo-argileux	graduelle et régulière	Concrétions de calcaire
	C	24	76-120	2.5YR6/2	limon sablo-argileux		Concrétions de calcaire
S3	A	25	0-38	10YR5/1	limon sablo-argileux	graduelle et régulière	Nombreuses racines
	B	26	38-105	10YR5/1	limon sablo-argileux		Concrétions de calcaire
U1	A	27	0-20	10YR2/1	limon sableux	graduelle et régulière	Nombreuses racines
	B	28	20-75	10YR4/1	argilo - sableux	distincte et régulière	
	C	29	75-120	10YR5/1	argileux		Concrétions de calcaire
U2	A	30	0-25	10YR2/1	limon sablo-argileux	distincte et régulière	
	B	31	25-60	10YR4/1	argilo-sableux	distincte et régulière	
	C	32	60-120	10YR5/1	limon argileux		Concrétions de calcaire
U3	A	33	0-32	10YR2/1	limon sablo-argileux	distincte et régulière	
	B	34	32-70	10YR4/1	argilo-sableux	distincte et régulière	
	C	35	70-110	10YR5/1	argileux		concrétions de calcaires
W1	A	36	0-25	10YR5/1	sable limoneux	distincte et régulière	
	B	37	25-77	10YR4/1	limon sablo-argileux	distincte et régulière	
	C	38	77-120	2.5YR7/4	argile sableux		Concrétions de calcaire
W2	A	39	0-30	10YR5/1	sableux	distincte et régulière	
	B	40	30-65	10YR4/1	limon sablo-argileux	distincte et régulière	
	C	41	65-120	2.5YR7/4	limon sablo-argileux		Concrétions de calcaire
W3	A	42	0-28	10YR5/1	limoneux	distincte et régulière	
	B	43	28-78	10YR5/1	limon sablo-argileux	graduelle et régulière	
	C	44	78-120	10YR6/1	argile sableux		Coquilles, Concrétions de calcaire

Tableau 3.6 (Suite) : Brève description des profils pédologiques

Profil	H _z	N° sol	Pr (cm)	Couleur au frais	Texture	Limite	Observations
D1	A	45	0-35	7.5YRN3/	sable limoneux	graduelle et régulière	
	B	46	35-57	7.5YRN4/	limon sablo-argileux	distincte et régulière	
	C	47	57-120	10YR5/1	argile sableux		Coquilles, concrétions de calcaire
D2	A	48	0-24	7.5YRN3/	limon sableux	graduelle et régulière	
	B	49	24-65	7.5YRN4/	limon sablo-argileux	distincte et régulière	Concrétions de calcaire
	C	50	65-120	10YR5/1	limon sablo-argileux		Concrétions de calcaire
D3	A	51	0-24	7.5YRN3/	limon sableux	graduelle et régulière	
	B	52	24-60	7.5YRN5/	limon sablo-argileux	distincte et régulière	Concrétions de calcaire
	C	53	60-120	10YR5/1	limon sablo-argileux		Coquilles, Concrétions de calcaire

Tableau 3. 7: Localisation géographique des profils pédologiques

Code	Bloc	N° sol	Espèce végétale dominante	Longitude Est	Latitude Sud	Alt (m)
S1	81	20-21	<i>Cynodon sp</i>	29°19'45"	3°13'58	813
S2	81	22-24	<i>Cynodon sp</i>	29°19'45"	3°13'57	813
S3	81	25-26	<i>Cynodon sp</i>	29°19'45"	3°13'56	813
U1	81	27-29	<i>Typha domingensis</i>	29°20'10"	3°13'54	817
U2	81	30-32	<i>Typha domingensis</i>	29°20'11"	3°13'53	817
U3	81	33-35	<i>Typha domingensis</i>	29°20'10"	3°13'52	817
W1	91	36-38	<i>Cyperus platycaulis</i>	29°19'55"	3°14'15	813
W2	91	39-41	<i>Cyperus platycaulis</i>	29°19'52"	3°14'17	813
W3	91	42-44	<i>Cyperus platycaulis</i>	29°19'54"	3°14'18	813
D1	81	45-47	<i>Riz</i>	29°19'57"	3°13'56	815
D2	81	48-50	<i>Riz</i>	29°19'56"	3°13'56	815
D3	81	51-53	<i>Riz</i>	29°19'55"	3°13'57	815

Illustrations photographiques de quelques parcelles échantillonnées

Illustrations de quelques parcelles couvertes par du riz

1. Riz de bonne vigueur à la phase de mûrissement



Parcelle D (mai 2011)



Parcelle H (mai 2011)

2. Riz de vigueur moyenne à la phase de mûrissement

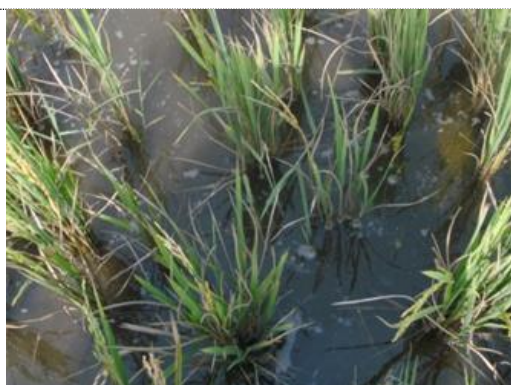


Parcelle L (mai 2011)



Parcelle B (mai 2011)

3. Riz de mauvaise vigueur à la phase reproductive



Parcelle I (mai 2011)



Parcelle J (mai 2011)

Illustrations photographiques de quelques parcelles abandonnées



Encroûtement salin à la parcelle W occupée par *Cyperus platycaulis* (juillet 2011)



Flaque d'eau à la parcelle W traduisant un mauvais état de drainage (3 jours après la pluie) (mai 2012)



Cyperus platycaulis à la parcelle T (juillet 2011)



Essais des variétés de riz résistantes à la salinité par IRRI-burundi à la parcelle T (avril 2012)



Typha domingensis à la parcelle U (juillet 2011)



Remontée saline à la parcelle U (juillet 2011)

Illustrations photographiques de deux profils pédologiques

Profil pédologique S1, avec deux horizons pédologiques réellement marqués ; présence d'une nappe phréatique à moins de 120 cm



Profil pédologique W1 à la parcelle avec 3 horizons pédologiques ; présence d'une nappe phréatique à moins de 120 cm



Tableau 3. 8: Résultats d'analyse granulométrique, du pH, de la CE, des teneurs en carbone organique et en CaCO₃, de la CEC-NH₄ et de la CEC-Na des échantillons de sols de Mugerero

N°	Prof (cm)	Espèce dominante	Hz	pH eau 1/5	CE1/5 (dS/m)	Sable (%)	Limon (%)	Argile (%)	C (%)	CaCO ₃ (%)	CEC à pH7	CEC à pH8,2
<i>1° Echantillons composites de surface</i>												
1	0-25	Riz	Surface	6,69	0,42	69,87	10,09	20,04	1,66	0,23	13,98	17,08
2	0-25	Riz	Surface	7,37	0,10	45,67	10,23	44,09	1,04	0,26	21,43	26,76
3	0-25	Riz	Surface	8,44	0,27	59,74	9,90	30,36	1,30	0,52	16,96	20,50
4	0-25	Riz	Surface	8,63	0,15	72,60	8,04	19,37	0,52	0,51	11,32	16,07
5	0-25	Riz	Surface	8,35	1,14	23,52	10,53	65,94	2,43	3,23	43,13	50,26
6	0-25	Riz	Surface	8,3	0,21	23,45	14,75	61,80	2,35	2,84	41,36	49,05
7	0-25	Riz	Surface	7,12	0,03	68,30	11,58	20,11	0,93	0,25	12,40	15,87
8	0-25	Riz	Surface	8,31	0,05	74,97	12,49	12,54	1,09	0,23	11,50	15,17
9	0-25	Riz	Surface	8,74	1,06	74,72	10,49	14,79	1,20	0,87	10,13	13,29
10	0-25	Riz	Surface	8,12	0,28	67,37	9,59	23,04	1,00	0,24	13,08	17,21
11	0-25	Riz	Surface	8,18	0,68	63,56	10,72	25,72	0,89	0,49	15,24	19,71
12	0-25	Riz	Surface	6,13	0,88	78,79	10,19	11,02	1,06	0,25	9,72	9,96
13	0-25	Riz	Surface	8,36	0,50	21,53	11,78	66,69	2,17	5,41	39,64	49,00
14	0-25	Cyn	Surface	8,36	0,47	21,99	10,03	67,98	2,23	5,91	36,34	42,37
15	0-25	Cyn	Surface	8,54	5,11	76,20	8,65	15,14	0,83	1,12	9,61	10,74
16	0-25	Cyp	Surface	10,02	0,83	72,15	10,57	17,29	0,58	1,50	10,40	13,47
17	0-25	Typ	Surface	7,72	0,35	67,04	12,27	20,68	1,45	0,38	14,02	18,08
18	0-25	Cyn	Surface	6,73	0,31	67,04	12,68	20,28	1,38	0,38	12,77	17,17
19	0-25	Cyp	Surface	10,54	1,06	81,00	8,19	10,81	0,32	1,82	8,54	11,71
<i>2° Echantillons des profils pédologiques</i>												
20	0-35	Cyn	Surface	8,44	2,13	60,86	16,16	22,98	0,41	1,28	15,06	19,66
21	35-120	Cyn	Profond	8,59	2,86	55,54	9,57	34,89	0,24	2,85	17,65	21,60
22	0-31	Cyn	Surface	8,48	1,85	62,91	8,21	28,88	0,38	0,90	17,10	20,07
23	31-76	Cyn	Moyen	9,17	1,93	59,45	10,62	29,93	0,24	4,23	14,63	19,35
24	76-120	Cyn	Profond	9,43	1,33	58,09	10,33	31,59	0,12	4,12	15,65	19,76
25	0-38	Cyn	Surface	8,34	3,54	61,20	9,61	29,19	0,29	0,43	15,49	20,17
26	38-105	Cyn	Profond	8,9	3,07	55,63	11,41	32,96	0,17	4,03	17,23	20,41
27	0-20	Typ	Surface	7,42	0,90	72,60	10,53	16,87	1,04	0,50	11,54	15,00
28	20-75	Typ	Moyen	9,22	0,62	48,79	11,52	39,69	0,49	1,17	23,66	29,35
29	75-120	Typ	Profond	9,73	0,43	43,19	8,68	48,14	0,30	5,20	21,41	27,93
30	0-25	Typ	Surface	8,59	0,88	62,58	10,00	27,41	1,10	0,38	17,05	22,20
31	25-60	Typ	Moyen	9,53	0,62	55,94	2,10	41,97	0,54	1,61	15,91	25,38
32	60-120	Typ	Profond	9,55	0,59	43,71	20,12	36,17	0,22	2,86	20,81	29,46
33	0-32	Typ	Surface	8,78	0,56	69,26	9,39	21,35	0,96	0,60	10,69	18,48
34	32-70	Typ	Moyen	9,56	0,61	46,14	15,02	38,84	0,48	4,50	16,60	28,19
35	70-110	Typ	Profond	9,74	0,62	36,77	16,64	46,58	0,27	4,81	26,10	32,20

Cyn = Cynodon sp ; Typ = Typha domingensis ; Cyp = Cyperus platicaulis

Tableau 3.8 (suite) : Résultats d'analyse granulométrique, du pH, de la CE, du pourcentage en carbone organique et en CaCO₃, de la CEC-NH₄ et de la CEC-Na des échantillons de sols de Mugerero

N°	Prof (cm)	Espèce dominante	Horizon	pH eau 1/5	CE1/5 (dS/m)	Sable (%)	Limon (%)	Argile (%)	C (%)	CaCO ₃ (%)	CEC à pH7	CEC à pH8,2
36	0-25	Cyp	Surface	9,24	1,55	83,93	7,79	8,28	0,32	0,82	5,02	5,57
37	25-77	Cyp	Moyen	8,66	3,71	62,30	5,53	32,17	0,22	0,90	15,45	19,62
38	77-120	Cyp	Profond	9,2	3,16	46,84	14,02	39,14	0,04	4,35	15,87	19,70
39	0-30	Cyp	Surface	10,25	0,62	88,28	6,29	5,43	0,34	0,70	3,18	3,59
40	31-65	Cyp	Moyen	9,68	0,56	64,69	7,42	27,89	0,31	1,14	16,44	20,89
41	65-120	Cyp	Profond	9,98	0,46	49,73	23,48	26,79	0,22	5,58	18,78	24,37
42	0-28	Cyp	Surface	10,49	0,84	84,16	8,37	7,47	0,35	1,47	4,52	5,31
43	28-78	Cyp	Moyen	9,97	0,99	53,71	12,13	34,17	0,26	1,28	19,46	23,77
44	78-120	Cyp	Profond	9,42	0,38	47,55	8,80	43,65	0,19	2,85	19,60	24,88
45	0-35	Riz	Surface	8	0,06	77,63	7,82	14,55	0,56	0,68	10,47	11,87
46	35-57	Riz	Moyen	9,76	0,15	66,42	9,36	24,22	0,21	4,79	13,74	18,16
47	57-120	Riz	Profond	9,79	0,19	52,00	12,42	35,58	0,15	8,53	20,73	25,44
48	0-24	Riz	Surface	8,59	0,08	78,87	7,20	13,93	0,60	0,67	9,11	11,92
49	24-65	Riz	Moyen	9,96	0,29	62,63	9,45	27,92	0,21	4,09	15,84	20,43
50	65-120	Riz	Profond	9,83	0,23	56,35	9,72	33,94	0,19	8,39	18,85	23,62
51	0-24	Riz	Surface	6,81	0,00	79,73	7,88	12,39	0,78	0,34	8,53	9,37
52	24-60	Riz	Moyen	9,39	0,12	59,47	9,16	31,36	0,33	0,90	17,70	22,00
53	60-120	Riz	Profond	9,65	0,15	63,99	7,06	28,95	0,19	3,09	15,32	19,57

Cyn = *Cynodon sp* ; *Typ* = *Typha domingensis* ; *Cyp* = *Cyperus platicaulis*

Tableau 3. 9: Valeurs du pH, de la conductivité électrique et composition ionique des extraits de sol au rapport sol/eau de 1/2 en mmolc/L

N°	Prof (cm)	pH H2O	CE	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
1	0-25	6,73	0,98	1,81	2,14	0,19	5,90	0,03	0,06	0,00	0,00	0,16	9,22	0	0,385
2	0-25	6,93	0,23	0,07	0,11	0,04	1,70	0,00	0,01	0,03	0,00	0,10	1,55	0	0,8
3	0-25	8,07	0,56	0,86	0,76	0,05	4,58	0,18	0,03	0,00	0,00	0,06	2,22	0	3,42
4	0-25	8,19	0,30	0,50	0,25	0,03	2,70	0,14	0,02	0,03	0,00	0,04	0,28	0	2,485
5	0-25	7,94	2,68	4,37	4,38	0,29	21,19	0,00	0,22	0,07	0,00	0,23	25,66	0	2,275
6	0-25	7,99	0,42	1,23	0,81	0,12	2,24	0,06	0,03	0,05	0,00	0,13	1,89	0	1,925
7	0-25	6,77	0,14	0,12	0,15	0,08	1,86	0,05	0,02	0,00	0,00	0,05	0,91	0	0,68
8	0-25	7,01	0,17	0,13	0,13	0,08	1,99	0,07	0,03	0,00	0,00	0,05	0,69	0	1,08
9	0-25	8,12	2,48	1,69	2,06	0,18	23,46	0,00	0,21	0,00	0,06	0,15	22,54	0	2,565
10	0-25	7,26	0,80	0,30	0,50	0,08	10,11	0,29	0,03	0,01	0,00	0,11	6,38	0	3,765
11	0-25	7,52	1,73	0,64	1,12	0,12	16,52	0,11	0,10	0,00	0,00	0,06	15,12	0	1,43
12	0-25	6,31	2,09	5,89	6,42	0,26	12,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	22,89	0	0,3
13	0-25	8,09	1,10	2,20	1,64	0,21	7,53	0,05	0,09	0,07	0,00	0,10	8,43	0	2,255
14	0-25	8,03	1,03	2,25	1,80	0,23	6,71	0,05	0,09	0,00	0,00	0,13	7,44	0	2,56
15	0-25	7,90	11,12	13,24	37,74	0,21	98,65	0,00	0,82	0,00	0,00	1,58	148,87	0	1,785
16	0-25	8,63	1,80	0,31	0,32	0,06	18,78	0,48	0,15	0,00	0,06	0,58	12,79	0,12	4,02
17	0-25	6,92	0,89	0,59	0,86	0,12	7,59	0,00	0,05	0,00	0,00	0,11	7,63	0	0,875
18	0-25	6,01	0,76	0,42	0,45	0,11	6,55	0,00	0,04	0,00	0,00	0,05	6,64	0	0,325
19	0-25	10,04	2,17	0,25	0,20	0,08	25,43	0,50	0,17	0,00	0,40	0,13	10,47	3,48	9,035
20	0-35	7,32	5,14	10,04	11,55	0,08	41,31	0,00	0,41	0,00	0,00	0,24	59,57	0	1,18
21	35-120	7,63	6,98	11,71	16,38	0,09	66,46	0,00	0,44	0,00	0,00	0,75	83,46	0	0,88
22	0-31	7,32	4,40	5,67	8,89	0,10	40,84	0,05	0,22	0,00	0,00	0,11	47,82	0	1,39
23	31-76	7,98	4,72	3,22	4,77	0,09	47,98	0,21	0,21	0,00	0,00	0,23	49,76	0	1,245
24	76-120	8,18	3,19	0,94	1,63	0,04	34,13	0,08	0,20	0,00	0,00	0,21	30,99	0	1,485
25	0-38	7,01	7,72	11,65	18,45	0,09	68,27	0,00	0,97	0,00	0,00	1,25	96,27	0	0,565
26	38-105	7,62	7,18	8,59	13,74	0,11	66,59	0,00	0,93	0,00	0,00	1,10	85,57	0	0,745
27	0-20	6,99	2,03	3,51	4,15	0,17	13,91	0,00	0,09	0,00	0,00	0,15	20,33	0	0,58
28	20-75	7,42	1,41	0,56	0,70	0,03	12,63	0,40	0,11	0,00	0,00	0,05	11,09	0	2,22
29	75-120	8,35	0,84	0,26	0,21	0,03	7,84	0,27	0,07	0,00	0,00	0,08	4,92	0,06	2,8
30	0-25	7,34	2,19	1,28	1,66	0,09	18,67	0,11	0,07	0,00	0,00	0,21	19,58	0	1,14
31	25-60	7,57	1,21	0,27	0,41	0,03	10,63	0,55	0,06	0,00	0,00	0,13	8,52	0	2,375
32	60-120	8,26	1,18	0,36	0,34	0,02	10,38	0,12	0,06	0,00	0,00	0,13	8,86	0	2,185
33	0-32	7,47	1,40	0,84	1,20	0,07	11,95	0,19	0,11	0,00	0,00	0,29	10,57	0	2,75
34	32-70	7,96	1,22	0,28	0,38	0,03	11,26	0,68	0,07	0,00	0,00	0,19	8,14	0	2,89
35	70-110	8,26	1,23	0,32	0,27	0,02	11,76	0,11	0,06	0,00	0,00	0,12	8,75	0	3,08
36	0-25	7,48	3,87	0,56	1,43	0,09	38,26	0,05	0,19	0,00	0,00	0,12	37,77	0	1,27
37	25-77	7,03	9,30	5,03	7,37	0,10	95,69	0,00	0,78	0,00	0,00	0,25	102,23	0	0,53
38	77-120	7,40	7,70	3,84	7,22	0,12	78,17	0,00	0,40	0,00	0,00	0,09	85,52	0	1,05
39	0-30	9,04	1,43	0,32	0,23	0,08	15,62	0,18	0,07	0,00	0,04	0,03	8,93	0,515	4,825
40	30-65	8,13	1,19	0,21	0,23	0,04	10,99	0,39	0,06	0,00	0,00	0,05	8,20	0	2,85
41	65-120	8,93	0,85	0,19	0,39	0,08	8,46	0,18	0,03	0,00	0,00	0,13	4,36	0,41	4,875

Tableau 3.9 (suite) : Valeurs du pH, de la conductivité électrique et composition ionique des extraits de sol au rapport sol/eau de 1/2 en mmolc/L

N°	Prof (cm)	pH H ₂ O	CE	Ca	Mg	K	Na	F	NO ₂	NO ₃	PO ₄	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
42	0-28	9,99	1,80	0,20	0,20	0,08	19,93	0,13	0,15	0,00	0,00	0,12	9,31	3,14	9,18
43	28-78	8,70	2,05	0,13	0,22	0,02	19,47	0,48	0,10	0,00	0,00	0,03	15,50	0,09	1,82
44	78-120	8,85	0,70	0,24	0,26	0,08	7,00	0,11	0,03	0,00	0,00	0,05	3,48	0,33	3,99
45	0-35	7,72	0,26	1,45	0,86	0,03	0,45	0,06	0,02	0,02	0,00	0,03	0,09	0	2,54
46	35-57	8,45	0,28	0,18	0,22	0,03	2,50	0,38	0,02	0,00	0,00	0,04	0,24	0,06	2,365
47	57-120	8,15	0,32	0,15	0,11	0,02	3,09	0,32	0,02	0,00	0,00	0,04	0,48	0	2,51
48	0-24	7,78	0,32	0,44	0,27	0,04	2,84	0,12	0,02	0,03	0,00	0,05	0,34	0	3,105
49	24-65	9,12	0,48	0,10	0,10	0,01	4,78	0,43	0,02	0,00	0,00	0,09	2,49	0,41	3,71
50	65-120	8,73	0,40	0,15	0,14	0,03	3,74	0,33	0,02	0,01	0,00	0,09	1,16	0,15	2,45
51	0-24	6,61	0,05	0,14	0,09	0,03	0,21	0,00	0,00	0,02	0,00	0,05	0,15	0	0,285
52	24-60	8,47	0,28	0,10	0,10	0,01	2,72	0,43	0,02	0,03	0,00	0,05	0,17	0,07	2,895
53	60-120	8,64	0,25	0,16	0,17	0,04	2,45	0,32	0,02	0,03	0,00	0,06	0,36	0,09	1,94

Tableau 3. 10: Résultats d'analyses des cations extractibles et des cations échangeables calculés à la dilution 1/2 en cmolc/kg

N°	Prof (cm)	Extractibles à AcNH ₄ v (cmolc/kg)				Extractibles à AcNa (cmolc/kg)			Echangeables calculés (cmolc/kg)				ESP (%)
		Ca 7	Mg 7	Na 7	K 7	Ca 8,2	Mg8,2	K 8,2	Ca	Mg	K	Na	
1	0-25	7,55	6,23	1,79	0,39	7,76	6,70	0,29	7,40	6,28	0,25	0,61	4,26
2	0-25	11,66	9,46	1,63	0,50	11,86	10,08	0,31	11,85	10,06	0,30	1,29	5,57
3	0-25	11,53	7,10	1,96	0,23	12,72	7,78	0,09	12,55	7,63	0,08	1,04	4,92
4	0-25	9,35	3,75	1,08	0,15	12,01	4,66	0,07	11,91	4,61	0,06	0,54	3,19
5	0-25	31,33	20,90	9,90	1,77	28,30	20,87	0,86	27,43	20,00	0,80	5,66	10,66
6	0-25	36,73	17,05	1,55	1,99	32,24	16,54	0,87	31,99	16,38	0,84	1,10	2,22
7	0-25	6,67	5,72	0,91	0,17	6,96	6,24	0,08	6,94	6,21	0,07	0,53	3,90
8	0-25	6,86	4,51	1,10	0,19	7,53	5,14	0,13	7,50	5,11	0,12	0,70	5,29
9	0-25	8,57	6,15	6,63	0,32	8,30	6,10	0,20	7,96	5,69	0,17	1,93	12,41
10	0-25	5,35	6,14	4,47	0,29	5,77	6,84	0,17	5,71	6,74	0,15	2,44	16,40
11	0-25	5,88	8,13	6,32	0,38	6,30	8,92	0,27	6,17	8,70	0,24	3,01	16,84
12	0-25	5,35	4,86	3,13	0,23	6,17	4,50	0,11	4,99	3,21	0,05	0,72	8,12
13	0-25	45,21	18,94	4,19	2,41	30,86	17,58	1,06	30,42	17,25	1,02	2,68	5,33
14	0-25	43,46	17,67	3,56	2,25	27,94	16,37	0,99	27,49	16,01	0,95	2,22	4,86
15	0-25	6,48	16,82	24,79	0,25	6,81	14,58	0,11	4,16	7,03	0,07	5,06	31,15
16	0-25	8,46	5,92	9,22	0,22	5,04	4,92	0,10	4,98	4,86	0,09	5,46	35,71
17	0-25	7,12	7,49	2,96	0,41	7,41	7,96	0,33	7,29	7,79	0,30	1,44	8,71
18	0-25	6,77	5,61	2,71	0,36	7,23	6,23	0,29	7,14	6,14	0,27	1,40	9,53
19	0-25	6,31	2,78	12,24	0,36	2,54	1,35	0,26	2,49	1,31	0,24	7,16	65,30
20	0-35	11,34	10,32	11,24	0,24	13,06	10,66	0,08	11,05	8,35	0,06	2,98	13,31
21	35-120	15,59	13,74	17,50	0,25	12,57	13,34	0,06	10,22	10,06	0,05	4,20	17,17
22	0-31	9,73	11,35	11,42	0,32	10,85	11,42	0,12	9,71	9,64	0,10	3,25	14,38
23	31-76	24,22	10,60	14,60	0,31	9,52	9,34	0,11	8,88	8,39	0,09	5,01	22,49
24	76-120	17,80	9,85	13,11	0,26	7,96	8,78	0,07	7,77	8,45	0,07	6,28	27,90
25	0-38	7,48	12,48	18,64	0,28	9,74	13,32	0,13	7,41	9,63	0,11	4,98	22,63
26	38-105	22,14	13,19	19,29	0,32	10,55	12,25	0,13	8,83	9,50	0,11	5,97	24,58
27	0-20	7,25	5,96	3,94	0,27	7,68	6,47	0,20	6,98	5,64	0,17	1,16	8,43
28	20-75	11,96	11,65	7,78	0,26	12,08	11,93	0,10	11,96	11,79	0,09	5,25	18,09
29	75-120	22,17	11,29	7,26	0,27	12,37	11,13	0,10	12,32	11,09	0,10	5,70	19,58

Tableau 3.10 (suite) : Résultats d'analyses des cations extractibles et des cations échangeables calculés à la dilution 1/2

N°	Prof (cm)	Extractibles à AcNH ₄ (cmolc/kg)				Extractibles à AcNa (cmolc/kg)			Echangeables calculés (cmolc/kg)				ESP (%)
		Ca 7	Mg 7	Na 7	K 7	Ca 8,2	Mg8,2	K 8,2	Ca	Mg	K	Na	
30	0-25	8,42	8,61	7,37	0,33	8,77	8,91	0,22	8,52	8,58	0,20	3,64	17,54
31	25-60	10,48	11,46	8,22	0,24	10,23	11,93	0,09	10,17	11,85	0,08	6,09	21,67
32	60-120	21,95	12,12	8,83	0,24	13,56	11,72	0,09	13,49	11,65	0,09	6,76	21,18
33	0-32	7,52	7,84	4,72	0,25	8,07	8,10	0,15	7,90	7,86	0,14	2,33	12,87
34	32-70	24,55	12,21	9,24	0,24	11,22	11,77	0,07	11,16	11,69	0,06	6,98	23,40
35	70-110	29,97	13,39	11,73	0,28	12,80	12,72	0,13	12,74	12,67	0,13	9,38	26,96
36	0-25	1,49	2,91	9,79	0,15	1,55	2,77	0,08	1,43	2,49	0,06	2,14	35,29
37	25-77	4,53	7,29	27,79	0,32	5,89	7,62	0,12	4,88	6,14	0,10	8,65	43,96
38	77-120	13,60	10,09	23,89	0,28	7,23	9,03	0,14	6,46	7,59	0,12	8,25	37,01
39	0-30	2,26	1,13	4,34	0,07	2,36	1,23	0,03	2,29	1,18	0,01	1,21	25,83
40	31-65	6,23	7,09	8,78	0,21	6,77	7,53	0,07	6,73	7,49	0,06	6,58	31,65
41	65-120	27,17	11,26	9,74	0,28	8,29	9,76	0,16	8,25	9,68	0,14	8,05	30,98
42	0-28	3,44	2,52	7,24	0,10	1,96	1,48	0,04	1,92	1,44	0,03	3,26	49,23
43	28-78	6,15	6,37	16,79	0,21	5,46	6,42	0,11	5,43	6,38	0,11	12,89	52,20
44	78-120	21,35	10,83	7,57	0,20	10,87	10,31	0,09	10,82	10,26	0,08	6,17	22,65
45	0-35	8,08	3,46	0,15	0,12	8,67	3,73	0,06	8,38	3,56	0,06	0,06	0,52
46	35-57	26,29	9,59	1,78	0,19	10,06	9,28	0,10	10,02	9,24	0,10	1,28	6,24
47	57-120	34,71	10,03	3,47	0,25	15,08	9,29	0,15	15,05	9,26	0,14	2,86	10,52
48	0-24	6,59	2,94	1,08	0,13	7,38	3,25	0,06	7,30	3,20	0,05	0,51	4,67
49	24-65	22,39	8,60	4,73	0,24	10,14	8,35	0,09	10,12	8,33	0,09	3,78	17,00
50	65-120	31,57	10,28	3,79	0,23	13,05	10,24	0,08	13,02	10,21	0,08	3,04	11,57
51	0-24	5,79	2,26	0,10	0,15	5,56	2,17	0,06	5,53	2,15	0,06	0,06	0,77
52	24-60	9,16	8,77	2,62	0,22	10,61	9,89	0,08	10,59	9,87	0,08	2,08	9,21
53	60-120	16,59	7,07	2,09	0,18	12,82	7,24	0,06	12,79	7,20	0,05	1,60	7,42

Annexes au chapitre 4

1. Description variétale du riz V14 (ISABU, 2008)

Espèce: *Oryza sativa*

Variété : V14

Caractéristiques morphologiques

Hauteur du plant : 90-100cm

Longueur de la panicule : 20-22cm

Type de la panicule : semi-compact

Tallage utile par m² : 90-100

50% floraison : 111-115 jours

Sénescence foliaire : tardive

Nombre de grains par panicule : 60-80

Poids de mille grains (paddy) : 26-28

Vitrosité : qualité bonne

Groupe morphologique : Japonica

Rendement à l'usinage : 60-80%

Taux de brisures : 26%

Caractéristiques agronomiques

Cycle végétatif : 150-160 jours

Rendement : 5-6 tonnes/ha

Zones de culture : 800-900m

Comportement vis-à-vis des maladies et ravageurs

-résistance à la pyriculariose et à l'helminthosporiose

-sensible au Sitotroga au stockage

2. Guide d'entretien avec les riziculteurs du périmètre de Mugerero

Identité de l'exploitation

Nom et prénom de l'exploitant :

Numéro du bloc :

Superficie de la parcelle (ares) :

Culture : Variété :

Régime foncier :

1. Travaux de préparation du terrain :

a) Labour : Types : ; Date (approximative) :

b) Description du labour :

2. Pépinière :

Date de semis:

Principales attaques (ou maladies) observées au cours de la pépinière :

Produits phytosanitaires appliqués en cas d'apparition de la maladie ou de l'attaque :

Taux de levée :

Autres observations durant le stade de pépinière :

.....

3. Repiquage

Date du repiquage :

Types de repiquage (en désordre ou en ligne) :

Densité de repiquage (ou nombre de plants par casier ou polder):

Taux de reprise (si connu) :

Opérations culturales faites au cours du repiquage :

4. Entretien (Modes et date de sarclage) :

5. Fertilisants, amendements

Types de fertilisants (engrais chimiques ou fumier)	Dose en pépinière (kg, sac de 25 kg, etc)	Dose en champ (kg, sac de 25 kg, etc)	Commentaires (moyens d'applications,...)
Engrais chimiques			
Fumier			
Autre(s) amendement (s)			

5. Régime d'irrigation et de drainage

Source d'eau d'irrigation :

- arroseur aménagé
- canaux d'irrigation mal aménagé (sans règle de l'art)
- parcelle contiguë en amont
- parcelle abandonné en amont

Modes de drainage : Où sont déversées les eaux issues de votre parcelle ?

- dans le drain aménagé
- dans la parcelle contigüe en aval
- dans l'exutoire naturel
- dans un canal aménagé par moi-même sans règle de l'art
- Autres :

Principales attaques (ou maladies) observées au champ :

6. Lutte contre les maladies

Produits phytosanitaires appliqués en cas d'apparition de la maladie ou de l'attaque :

7. Questions générales sur la salinisation des sols

Que savez-vous de la salinité des sols (caractéristiques et causes)?

En savez-vous des solutions ?

Solutions envisageables	proposées	appliquées
Application de la chaux		
Application du fumier de ferme (vache, chèvre, mouton, porc, volailles, autres)		
Application des déjections de la chauve-souris		
Lessivage avec de l'eau		
Bon entretien des canaux de drainage		
Bonne gestion de l'eau (quantité et moment opportun)		
Application du gypse		
Engrais vert (et préciser l'espèce)		
Autres méthodes :		

Votre parcelle est –elle déjà affectée par la salinité ? (oui ou non).

Si oui, depuis quand ?

Stades végétatives attaquées :et et

Si non, qu'avez-vous fait pour juguler ce fléau (tableau précédent)?

Si oui, comment évolue-t-elle ?

3. Propriétés physico-chimiques des échantillons de sols des parcelles rizicoles

Tableau 4. 12: Propriétés physico-chimiques communes aux deux années culturales

N°	code	Granulométrie			C. O. (%)	CEC-Na	CEC-NH4	ECP	EMP (%)	ESP
Parcelle		S (%)	L (%)	A (%)		(cmolc/kg)	(cmolc/kg)	(%)		(%)
1	A	69,9	10,1	20	1,62	17,1	14	51,79	43,95	4,26
2	B	45,7	10,2	44,1	0,99	26,8	21,4	51,07	43,36	5,57
3	C	59,7	9,9	30,4	1,22	20,5	17	59,12	35,96	4,92
4	D	72,6	8,04	19,4	0,51	16,1	11,3	69,78	27,04	3,19
5	E	23,5	10,5	65,9	2,22	50,3	43,1	51,67	37,67	10,66
6	F	23,5	14,8	61,8	2,14	49,1	41,4	64,67	33,11	2,22
7	G	68,3	11,6	20,1	0,91	15,9	12,4	50,71	45,39	3,9
8	H	75	12,5	12,5	1,07	15,2	11,5	56,33	38,38	5,29
9	I	74,7	10,5	14,8	1,18	13,3	10,1	51,08	36,5	12,41
10	J	67,4	9,59	23	0,98	17,2	13,1	38,33	45,27	16,4
11	K	63,6	10,7	25,7	0,86	19,7	15,2	34,51	48,65	16,84
12	L	78,8	10,2	11	1,05	9,96	9,72	55,88	36	8,12
13	M	21,5	11,8	66,7	1,98	49	39,6	60,42	34,25	5,33

Tableau 4 13 : Variables chimiques des solutions des sols des parcelles rizicoles au rapport sol/eau 1/2 pour les années 2011 et 2012 (CE en dS/m ; cations et anions en mmolc/L)

N°	Année	pH	CE	Ca	Mg	K	Na	Cl	SO ₄	HCO ₃
1	2011	6,73	0,98	1,81	2,14	0,19	5,9	0,16	9,22	0,39
	2012	5,61	3,4	9,03	11,22	0,31	21,1	0,57	20,77	0,15
2	2011	6,93	0,23	0,07	0,11	0,04	1,7	0,1	1,55	0,8
	2012	5,98	0,29	0,4	0,45	0,11	1,76	0,29	0,95	0,15
3	2011	8,07	0,56	0,86	0,76	0,05	4,58	0,06	2,22	3,42
	2012	6,62	0,98	1,04	1,35	0,12	7,16	0,14	4,38	0,53
4	2011	8,19	0,3	0,5	0,25	0,03	2,7	0,04	0,28	2,49
	2012	6,48	0,09	0,89	1,99	0,63	0,52	0,07	0,12	0,45
5	2011	7,94	2,68	4,37	4,38	0,29	21,19	0,23	25,66	2,28
	2012	7,73	4,32	7,24	7,84	0,25	34,71	0,88	24,05	1,85
6	2011	7,99	0,42	1,23	0,81	0,12	2,24	0,13	1,89	1,93
	2012	7,82	0,65	1,33	1,19	0,09	4,17	0,11	2,33	2,15
7	2011	6,77	0,14	0,12	0,15	0,08	1,86	0,05	0,91	0,68
	2012	6,91	1,15	1,65	1,88	0,14	7,7	0,43	5,18	0,85
8	2011	7,01	0,17	0,13	0,13	0,08	1,99	0,05	0,69	1,08
	2012	6,64	0,13	0,53	1,33	0,37	1,13	0,08	0,4	0,35
9	2011	8,12	2,48	1,69	2,06	0,18	23,46	0,15	22,54	2,57
	2012	7,6	2,83	3,04	4,3	0,1	23,44	0,18	14,09	2,9
10	2011	7,26	0,8	0,3	0,5	0,08	10,11	0,11	6,38	3,77
	2012	7,21	1,54	0,76	2,3	0,37	14,22	0,17	6,93	1,29
11	2011	7,52	1,73	0,64	1,12	0,12	16,52	0,06	15,12	1,43
	2012	6,16	2,43	2,06	3,09	0,13	19,79	0,17	12,27	0,27
12	2011	6,31	2,09	5,89	6,42	0,26	12,01	0,07	22,89	0,3
	2012	6,75	1,97	1,75	2,98	0,14	15,48	0,12	9,93	0,68
13	2011	8,09	1,1	2,2	1,64	0,21	7,53	0,1	8,43	2,26
	2012	7,67	1,15	2,21	1,74	0,13	7,66	0,31	4,78	1,8

Annexe au chapitre 5

1. Composition des solutions d'équilibres des solutions extraites aux rapports sol eau 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

Tableau 5. 7: Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/3

	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
N°		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
1	6,48	0,69	3,28	1,09	1,37	0,14	3,97	0,00	0,00	0,03	0,00	0,13	6,52	0,00	0,25
2	6,93	0,17	0,48	0,15	0,10	0,04	1,29	0,00	0,00	0,04	0,00	0,07	1,00	0,00	0,68
3	7,96	0,42	0,82	0,60	0,54	0,05	3,25	0,19	0,01	0,01	0,00	0,05	1,58	0,00	2,60
4	7,96	0,23	0,06	0,44	0,23	0,03	1,95	0,13	0,01	0,03	0,00	0,05	0,16	0,00	2,29
5	7,77	1,88	8,90	2,57	2,69	0,18	14,97	0,00	0,07	0,23	0,00	0,15	17,67	0,00	1,86
6	7,93	0,31	0,64	0,80	0,54	0,09	1,68	0,07	0,02	0,06	0,00	0,12	1,30	0,00	1,63
7	6,93	0,16	0,31	0,15	0,19	0,07	1,37	0,04	0,00	0,01	0,00	0,14	0,63	0,00	0,38
8	6,95	0,12	0,22	1,02	0,24	0,02	0,92	0,33	0,01	0,08	0,00	0,00	0,49	0,00	0,74
9	8,01	1,75	7,98	0,98	1,21	0,11	16,05	0,00	0,06	0,07	0,05	0,14	16,17	0,00	1,61
10	7,27	0,53	1,97	0,04	0,07	0,07	4,78	0,12	0,02	0,02	0,00	0,06	3,66	0,00	1,45
11	7,47	1,22	5,85	0,37	0,63	0,09	11,77	0,08	0,04	0,03	0,12	0,10	10,76	0,00	0,93
12	6,30	1,43	7,65	3,50	4,00	0,16	7,76	0,00	0,02	0,06	0,00	0,08	15,28	0,00	0,16
13	7,84	0,77	3,22	1,47	1,19	0,15	5,83	0,03	0,03	0,10	0,00	0,08	5,85	0,00	1,66
14	7,76	0,72	2,87	1,52	1,30	0,16	5,20	0,04	0,03	0,07	0,00	0,10	5,26	0,00	1,82
15	7,60	8,18	54,98	10,00	29,68	0,23	79,12	0,00	0,09	0,26	0,00	1,30	105,26	0,00	1,11
16	9,20	1,26	4,11	0,19	0,21	0,03	12,58	0,35	0,06	0,05	0,06	0,27	8,14	1,00	2,86
17	6,67	0,62	2,69	0,32	0,43	0,08	5,11	0,00	0,01	0,02	0,00	0,09	5,29	0,00	0,64
18	5,69	0,52	2,19	0,49	0,40	0,12	4,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	4,66	0,00	0,18
19	10,14	1,62	3,65	0,17	0,13	0,06	21,31	0,35	0,07	0,02	0,39	0,08	7,40	7,70	5,83
20	7,41	3,62	21,08	6,14	7,32	0,06	27,94	0,00	0,08	0,00	0,00	0,34	41,62	0,00	0,94
21	7,70	5,07	30,32	7,10	10,28	0,05	41,93	0,00	0,07	0,00	0,00	0,51	59,83	0,00	0,88
22	7,11	3,14	18,31	3,78	6,05	0,08	29,69	0,00	0,05	0,00	0,00	0,09	34,03	0,00	0,99
23	8,01	3,36	17,35	1,81	2,81	0,05	32,78	0,12	0,06	0,05	0,00	0,19	34,58	0,00	1,15
24	8,63	2,30	10,90	0,53	0,91	0,04	22,97	0,00	0,08	0,00	0,00	0,20	21,35	0,06	1,43
25	6,86	5,47	32,03	7,15	11,43	0,08	46,76	0,00	0,13	0,30	0,26	1,14	65,92	0,00	0,46
26	7,70	5,15	31,62	5,84	8,90	0,09	50,85	0,00	0,09	0,00	0,00	0,87	59,29	0,00	0,86
27	6,87	1,44	8,29	2,52	2,96	0,14	11,42	0,00	0,02	0,03	0,00	0,12	14,40	0,00	0,40
28	7,75	0,99	3,79	0,28	0,34	0,02	8,80	0,47	0,04	0,00	0,00	0,08	8,74	0,00	1,74
29	9,03	0,62	1,52	0,12	0,13	0,02	5,26	0,15	0,05	0,27	0,00	0,08	3,37	0,52	2,10
30	7,18	1,52	7,21	0,61	0,85	0,06	12,76	0,07	0,03	0,05	0,00	0,18	13,77	0,00	0,82
31	7,88	0,91	3,24	0,16	0,23	0,02	8,32	0,52	0,03	0,02	0,00	0,09	6,01	0,00	2,29
32	8,81	0,84	3,08	0,21	0,18	0,02	7,53	0,09	0,03	0,01	0,04	0,08	5,96	0,26	1,88
33	7,61	0,99	3,74	0,42	0,68	0,06	8,10	0,12	0,03	0,02	0,00	0,24	7,27	0,00	2,18
34	8,81	0,90	2,91	0,14	0,18	0,02	8,36	0,61	0,03	0,01	0,00	0,14	5,61	0,24	1,97
35	9,00	0,87	3,01	0,15	0,11	0,01	8,09	0,06	0,04	0,01	0,00	0,09	5,88	0,57	2,20

Tableau 5.7 (suite) : Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/3

	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
N°		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
36	7,50	2,75	13,70	0,33	0,74	0,06	26,03	0,00	0,03	0,09	0,12	0,14	26,80	0,00	0,90
37	7,08	6,38	36,61	2,62	4,02	0,06	66,12	0,00	0,07	0,13	0,00	0,26	64,12	0,00	0,41
38	8,20	5,31	30,61	2,09	3,96	0,09	54,89	0,00	0,08	0,09	0,00	0,13	58,84	0,00	1,09
39	9,45	1,02	3,15	0,19	0,14	0,06	10,23	0,12	0,05	0,05	0,00	0,03	6,25	1,25	2,92
40	8,85	0,90	2,84	0,20	0,24	0,06	8,97	0,32	0,04	0,02	0,00	0,09	5,71	0,82	4,17
41	9,58	0,63	1,24	0,04	0,05	0,00	6,16	0,17	0,02	0,00	0,00	0,05	2,83	1,45	2,98
42	10,16	1,28	3,03	0,15	0,24	0,04	12,74	0,09	0,05	0,02	0,03	0,07	5,82	4,98	3,03
43	9,51	1,43	5,10	0,11	0,19	0,03	13,78	0,39	0,05	0,02	0,00	0,03	10,24	1,13	2,41
44	9,23	0,51	5,09	0,66	1,15	0,06	5,51	0,13	0,02	0,02	0,03	0,04	2,53	0,87	2,42
45	7,73	0,18	0,04	0,98	0,57	0,03	0,36	0,06	0,01	0,02	0,00	0,06	0,06	0,00	1,72
46	8,86	0,22	0,06	0,16	0,20	0,02	2,06	0,33	0,01	0,00	0,00	0,02	0,12	0,30	1,59
47	8,99	0,26	0,15	0,22	0,23	0,02	2,63	0,25	0,01	0,01	0,00	0,07	0,30	0,33	1,96
48	7,74	0,21	0,08	0,39	0,27	0,04	1,95	0,11	0,02	0,02	0,00	0,09	0,16	0,00	2,04
49	9,28	0,39	0,27	0,09	0,10	0,01	4,03	0,54	0,02	0,01	0,00	0,08	0,56	0,91	2,34
50	9,01	0,32	0,41	0,17	0,17	0,03	3,10	0,27	0,01	0,01	0,00	0,07	0,81	0,41	1,84
51	6,44	0,04	0,05	0,11	0,06	0,02	0,16	0,01	0,00	0,02	0,00	0,06	0,10	0,00	0,19
52	8,58	0,23	0,06	0,09	0,09	0,01	2,27	0,37	0,01	0,02	0,00	0,04	0,12	0,08	1,99
53	8,86	0,22	0,10	0,20	0,19	0,02	2,08	0,27	0,01	0,03	0,00	0,06	0,21	0,25	1,60

Tableau 5. 8: Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/5

	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
N°		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
1	6,36	0,45	2,07	0,60	0,75	0,10	3,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,08	3,93	0,00	0,13
2	7,21	0,12	0,34	0,17	0,05	0,01	1,05	0,03	0,00	0,03	0,00	0,07	0,65	0,00	0,55
3	7,97	0,31	0,59	0,48	0,43	0,04	2,67	0,17	0,01	0,01	0,01	0,04	1,10	0,00	1,98
4	7,82	0,18	0,09	0,33	0,19	0,03	1,67	0,12	0,01	0,02	0,00	0,03	0,17	0,00	1,67
5	7,95	1,23	5,62	1,24	1,33	0,11	10,77	0,07	0,01	0,17	0,00	0,10	10,52	0,00	1,58
6	8,03	0,23	0,41	0,61	0,44	0,08	1,35	0,07	0,02	0,05	0,00	0,07	0,79	0,00	1,38
7	6,72	0,07	0,16	0,03	0,03	0,01	0,61	0,02	0,01	0,00	0,00	0,03	0,30	0,00	0,30
8	6,95	0,08	0,11	0,04	0,02	0,01	0,75	0,05	0,01	0,00	0,00	0,03	0,18	0,00	0,47
9	8,04	1,12	5,01	0,52	0,64	0,07	10,80	0,03	0,03	0,05	0,04	0,06	9,25	0,00	1,48
10	7,20	0,33	1,13	0,02	0,04	0,31	3,23	0,15	0,01	0,01	0,01	0,04	2,10	0,00	0,95
11	7,16	0,76	3,18	0,13	0,28	0,04	6,96	0,11	0,02	0,01	0,00	0,05	6,23	0,00	0,69
12	6,07	0,97	4,89	2,01	2,51	0,11	5,37	0,00	0,01	0,03	0,00	0,04	9,60	0,00	0,13
13	7,82	0,53	1,84	0,78	0,65	0,11	3,88	0,08	0,02	0,09	0,02	0,05	3,58	0,00	1,30
14	7,65	0,51	1,61	0,85	0,76	0,12	3,44	0,11	0,02	0,05	0,03	0,07	3,16	0,00	1,57
15	7,26	5,23	31,53	5,44	15,38	0,11	43,89	0,00	0,06	0,09	0,00	0,76	63,50	0,00	0,72
16	9,38	0,90	2,59	0,10	0,15	0,09	10,09	0,28	0,04	0,02	0,04	0,22	5,04	1,78	5,74
17	6,80	0,39	1,64	0,20	0,32	0,06	3,54	0,04	0,01	0,02	0,00	0,07	3,12	0,00	0,39
18	6,08	0,34	1,44	0,10	0,14	0,04	2,89	0,06	0,00	0,01	0,00	0,04	2,96	0,00	0,15
19	10,19	1,17	2,01	0,16	0,13	0,26	17,23	0,28	0,03	0,01	0,00	0,09	4,37	6,26	3,36
20	7,33	2,35	12,22	3,07	3,82	0,05	18,96	0,05	0,03	0,03	0,00	0,15	24,46	0,00	0,74
21	7,39	3,27	16,70	3,12	4,90	0,03	26,79	0,00	0,03	0,00	0,00	0,31	34,77	0,00	0,76
22	7,20	1,98	9,89	1,46	2,50	0,05	17,46	0,12	0,03	0,02	0,00	0,07	19,60	0,00	0,90
23	7,86	2,24	10,82	0,88	1,31	0,04	21,12	0,20	0,04	0,05	0,00	0,14	21,27	0,00	1,02
24	8,77	1,51	6,24	0,21	0,38	0,03	14,06	0,11	0,04	0,02	0,00	0,11	12,28	0,12	1,28
25	6,63	3,62	20,38	3,97	6,62	0,05	31,93	0,00	0,06	0,00	0,00	0,45	39,50	0,00	0,27
26	7,62	3,36	17,71	2,47	4,12	0,05	30,51	0,00	0,04	0,00	0,00	0,50	34,91	0,00	0,72
27	7,03	0,92	4,29	1,22	1,52	0,09	6,65	0,00	0,01	0,02	0,00	0,08	8,52	0,00	0,43
28	7,92	0,68	2,27	0,16	0,28	0,03	6,45	0,39	0,02	0,01	0,00	0,07	4,42	0,00	2,29
29	9,20	0,46	1,02	0,07	0,09	0,00	4,59	0,18	0,01	0,00	0,00	0,05	1,96	0,30	1,99
30	7,03	0,96	4,04	0,29	0,46	0,06	8,36	0,11	0,02	0,05	0,00	0,10	7,96	0,00	0,55
31	8,43	0,63	1,86	0,09	0,16	0,01	6,15	0,43	0,02	0,02	0,00	0,05	3,67	0,90	1,25
32	8,84	0,59	1,86	0,13	0,14	0,03	5,78	0,10	0,02	0,01	0,02	0,05	3,64	0,31	1,72
33	7,61	0,63	2,29	0,29	0,42	0,05	5,88	0,14	0,02	0,01	0,00	0,16	4,49	0,00	1,59
34	9,04	0,64	1,65	0,09	0,13	0,05	6,61	0,14	0,02	0,01	0,01	0,16	4,48	0,47	2,12
35	9,29	0,64	1,77	0,14	0,18	0,04	6,44	0,08	0,02	0,01	0,01	0,09	3,54	0,90	1,98
36	7,88	1,67	7,65	0,12	0,46	0,04	16,16	0,00	0,02	0,02	0,03	0,08	15,50	0,00	0,55
37	6,85	4,23	22,24	1,16	1,82	0,05	43,22	0,25	0,08	0,14	0,00	0,28	44,77	0,00	0,30
38	8,29	3,54	17,84	0,95	1,75	0,05	35,38	0,03	0,06	0,04	0,00	0,11	36,11	0,00	0,91
39	10,05	0,91	1,79	0,82	0,60	0,05	8,03	0,15	0,03	0,03	0,05	0,06	3,99	3,66	1,11

Tableau 5.8 (suite): Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/5

	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
N°		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
40	9,28	0,58	1,49	0,09	0,16	0,14	8,23	0,24	0,01	0,01	0,00	0,04	3,05	1,05	2,12
41	9,56	0,50	0,71	0,03	0,06	0,03	5,72	0,07	0,02	0,00	0,01	0,05	1,38	1,44	2,22
42	9,50	0,66	1,91	0,02	0,03	0,02	7,42	0,09	0,02	0,02	0,02	0,10	3,79	1,08	1,72
43	9,46	1,08	3,00	0,07	0,13	0,05	13,67	0,27	0,04	0,01	0,02	0,04	6,06	1,83	4,23
44	9,29	0,40	0,63	0,04	0,06	0,05	4,58	0,05	0,01	0,00	0,01	0,03	1,19	0,86	1,95
45	7,65	0,12	0,02	0,66	0,39	0,02	0,24	0,05	0,01	0,02	0,00	0,03	0,04	0,00	1,06
46	8,63	0,18	0,04	0,17	0,20	0,01	1,74	0,23	0,01	0,01	0,00	0,04	0,07	0,29	1,56
47	9,07	0,22	0,24	0,19	0,15	0,04	2,78	0,20	0,01	0,01	0,01	0,06	0,46	0,59	1,60
48	7,75	0,13	0,14	0,28	0,23	0,04	1,61	0,11	0,01	0,01	0,00	0,03	0,26	0,00	1,25
49	9,20	0,32	0,19	0,11	0,10	0,01	3,56	0,36	0,01	0,01	0,00	0,06	0,37	0,65	2,20
50	9,09	0,27	0,30	0,15	0,13	0,01	2,91	0,20	0,02	0,01	0,00	0,07	0,58	0,45	1,78
51	6,63	0,03	0,07	0,11	0,11	0,03	0,20	0,01	0,00	0,02	0,00	0,05	0,12	0,00	0,16
52	8,44	0,17	0,07	0,07	0,10	0,01	2,04	0,29	0,01	0,02	0,00	0,07	0,13	0,06	1,40
53	8,85	0,18	0,14	0,17	0,17	0,04	2,13	0,19	0,01	0,02	0,00	0,07	0,27	0,32	1,36

Tableau 5. 9: Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/8

N°	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
1	6,40	0,30	1,28	0,57	0,75	0,09	1,85	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	2,55	0,00	0,07
2	6,85	0,08	0,20	0,02	0,03	0,02	0,71	0,04	0,00	0,01	0,00	0,03	0,40	0,00	0,24
3	7,87	0,23	0,35	0,43	0,38	0,05	1,75	0,14	0,01	0,01	0,00	0,03	0,68	0,00	1,38
4	9,97	0,13	0,04	0,70	0,40	0,06	1,11	0,10	0,01	0,01	0,01	0,03	0,07	0,00	1,24
5	7,83	0,84	3,37	0,74	0,79	0,09	7,03	0,09	0,03	0,09	0,08	0,06	5,97	0,00	1,35
6	7,92	0,18	0,25	0,49	0,44	0,11	0,99	0,07	0,01	0,03	0,00	0,05	0,50	0,00	1,22
7	6,89	0,05	0,15	0,04	0,06	0,01	0,65	0,05	0,01	0,00	0,00	0,04	0,35	0,00	0,16
8	6,71	0,06	0,12	0,04	0,04	0,01	0,75	0,04	0,01	0,00	0,01	0,03	0,12	0,00	0,35
9	8,30	0,76	3,02	0,90	0,95	0,06	7,05	0,03	0,02	0,03	0,05	0,06	5,88	0,00	1,38
10	7,48	0,21	0,69	0,02	0,02	0,04	2,64	0,15	0,01	0,01	0,00	0,03	1,36	0,00	0,70
11	7,41	0,48	1,73	0,06	0,10	0,03	4,04	0,09	0,01	0,01	0,00	0,03	3,20	0,00	0,86
12	6,40	0,63	3,04	1,33	1,58	0,08	3,36	0,00	0,01	0,02	0,00	0,03	5,68	0,00	0,18
13	7,98	0,39	1,22	0,57	0,51	0,10	2,92	0,09	0,01	0,05	0,00	0,04	2,16	0,00	1,27
14	7,95	0,37	1,04	0,62	0,55	0,09	2,54	0,09	0,01	0,03	0,00	0,04	1,86	0,00	1,35
15	7,34	3,55	19,63	2,74	9,32	0,08	28,97	0,00	0,04	0,07	0,00	0,46	36,97	0,00	0,49
16	9,76	0,64	1,44	0,04	0,05	0,04	6,27	0,17	0,02	0,03	0,07	0,11	2,92	2,01	3,07
17	6,83	0,26	0,96	0,08	0,13	0,10	2,30	0,05	0,02	0,00	0,00	0,02	1,64	0,00	0,30
18	6,21	0,22	0,92	0,08	0,10	0,06	2,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,03	1,61	0,00	0,11
19	10,28	0,85	1,24	0,10	0,08	0,14	12,18	0,12	0,01	0,00	0,03	0,03	2,19	4,71	2,43
20	7,52	1,46	7,21	1,36	1,90	0,03	12,44	0,12	0,02	0,00	0,06	0,09	13,41	0,00	0,56
21	7,66	2,25	11,83	2,34	3,38	0,03	19,41	0,07	0,01	0,03	0,01	0,20	20,86	0,00	0,51
22	7,33	1,34	6,12	0,83	1,42	0,04	11,20	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	11,38	0,00	0,70
23	8,39	1,47	6,47	0,44	0,66	0,03	13,60	0,18	0,03	0,00	0,20	0,08	12,10	0,12	0,90
24	9,51	0,99	4,01	0,17	0,22	0,02	9,76	0,09	0,02	0,00	0,00	0,08	7,95	0,52	1,06
25	6,48	2,36	11,86	1,84	3,42	0,04	19,91	0,06	0,02	0,00	0,00	0,30	24,57	0,00	0,21
26	7,64	2,25	11,48	1,45	2,43	0,04	20,88	0,00	0,02	0,00	0,00	0,33	22,58	0,00	0,52
27	6,68	0,60	2,67	0,61	0,84	0,08	4,38	0,00	0,01	0,01	0,00	0,08	5,38	0,00	0,22
28	8,28	0,46	1,46	0,08	0,12	0,04	4,70	0,31	0,01	0,01	0,00	0,04	2,90	0,00	1,56
29	9,40	0,35	0,59	0,05	0,06	0,01	3,51	0,12	0,00	0,00	0,01	0,04	1,13	0,89	1,63
30	7,19	0,62	2,61	0,16	0,24	0,02	5,94	0,12	0,00	0,05	0,03	0,09	5,45	0,00	0,53
31	9,17	0,47	1,17	0,07	0,12	0,02	5,01	0,32	0,00	0,01	0,00	0,04	2,24	0,36	1,78
32	9,17	0,43	1,22	0,10	0,14	0,03	4,51	0,08	0,00	0,01	0,02	0,04	2,34	0,48	1,43
33	7,41	0,43	1,49	0,27	0,42	0,08	4,38	0,13	0,00	0,02	0,00	0,11	2,83	0,00	1,36
34	9,35	0,47	0,98	0,06	0,09	0,02	5,07	0,34	0,00	0,02	0,00	0,06	1,99	0,66	1,78
35	9,47	0,49	1,11	0,04	0,06	0,02	5,15	0,05	0,00	0,01	0,00	0,05	2,16	0,93	1,64
36	8,48	1,05	4,64	0,11	0,33	0,06	10,31	0,05	0,00	0,05	0,04	0,07	9,36	0,10	0,76
37	6,70	2,78	14,17	0,54	0,91	0,04	28,58	0,19	0,00	0,16	0,00	0,18	27,85	0,00	0,18
38	8,44	2,25	10,60	0,37	0,74	0,03	22,35	0,14	0,00	0,00	0,00	0,09	21,68	0,00	0,85
39	9,55	0,46	1,20	0,34	0,26	0,01	5,04	0,06	0,00	0,02	0,02	0,03	2,32	0,72	1,47

Tableau 5.9 (suite) : Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/8

N°	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
40	9,40	0,41	0,94	0,05	0,08	0,07	5,53	0,17	0,00	0,01	0,00	0,04	1,96	0,78	1,58
41	9,68	0,41	0,44	0,02	0,04	0,03	4,45	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,85	1,50	1,71
42	10,07	0,68	1,21	0,13	0,14	0,02	7,94	0,06	0,00	0,01	0,02	0,05	2,41	2,87	1,69
43	9,72	0,76	1,90	0,02	0,04	0,02	7,88	0,19	0,00	0,04	0,00	0,06	3,79	2,30	2,44
44	9,51	0,33	0,37	0,03	0,04	0,02	3,40	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,74	1,08	1,41
45	7,35	0,08	0,02	0,47	0,33	0,04	0,17	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	0,03	0,00	0,75
46	9,01	0,14	0,03	0,16	0,25	0,03	1,32	0,16	0,00	0,01	0,00	0,02	0,05	0,24	1,10
47	9,21	0,18	0,07	0,07	0,07	0,04	1,91	0,14	0,00	0,00	0,00	0,03	0,32	0,43	1,25
48	7,37	0,09	0,03	0,12	0,08	0,01	0,95	0,08	0,00	0,01	0,00	0,03	0,05	0,00	0,89
49	9,53	0,25	0,10	0,05	0,06	0,03	2,87	0,28	0,00	0,01	0,00	0,03	0,19	0,90	1,55
50	9,24	0,21	0,17	0,06	0,07	0,01	2,12	0,14	0,00	0,01	0,00	0,04	0,33	0,57	1,06
51	6,24	0,02	0,02	0,11	0,07	0,02	0,10	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,19	0,00	0,11
52	8,24	0,12	0,03	0,03	0,05	0,00	1,38	0,22	0,00	0,02	0,00	0,04	0,23	0,00	1,14
53	8,88	0,14	0,04	0,09	0,08	0,01	1,39	0,13	0,00	0,02	0,00	0,04	0,25	0,18	1,09

Tableau 5. 10: Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/12

N°	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
1	6,45	0,21	0,85	0,33	0,61	0,09	1,34	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	1,65	0,00	0,13
2	7,01	0,06	0,14	0,01	0,02	0,05	0,57	0,05	0,00	0,01	0,00	0,03	0,26	0,00	0,29
3	7,80	0,17	0,24	0,37	0,37	0,05	1,32	0,13	0,00	0,01	0,00	0,03	0,45	0,00	1,21
4	7,93	0,10	0,03	0,41	0,30	0,05	0,82	0,08	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,95
5	7,99	0,60	2,11	0,44	0,50	0,08	5,11	0,11	0,03	0,09	0,00	0,05	4,15	0,00	1,22
6	7,98	0,14	0,17	0,42	0,34	0,08	0,80	0,09	0,00	0,03	0,00	0,04	0,32	0,00	1,13
7	6,77	0,04	0,07	0,01	0,01	0,02	0,35	0,04	0,00	0,00	0,00	0,03	0,29	0,00	0,14
8	6,85	0,04	0,05	0,01	0,01	0,03	0,42	0,06	0,00	0,00	0,02	0,03	0,24	0,00	0,23
9	8,45	0,52	1,96	0,27	0,35	0,10	4,91	0,04	0,01	0,03	0,08	0,05	3,68	0,06	0,97
10	7,40	0,14	0,46	0,01	0,01	0,10	1,87	0,11	0,00	0,01	0,00	0,02	0,86	0,00	0,56
11	7,28	0,32	1,19	0,02	0,04	0,04	3,21	0,10	0,00	0,01	0,00	0,04	2,32	0,00	0,50
12	6,11	0,44	2,05	0,67	0,98	0,06	2,60	0,00	0,01	0,03	0,00	0,03	3,92	0,00	0,11
13	8,02	0,29	0,77	0,41	0,38	0,08	2,18	0,08	0,00	0,05	0,00	0,03	1,48	0,00	1,17
14	8,04	0,28	0,70	0,54	0,53	0,13	2,00	0,08	0,00	0,03	0,00	0,04	1,33	0,00	1,27
15	7,23	2,48	13,61	2,07	6,45	0,06	20,65	0,00	0,00	0,11	0,00	0,36	26,63	0,00	0,41
16	9,85	0,49	0,99	0,06	0,10	0,07	6,22	0,12	0,00	0,02	0,04	0,07	1,94	1,52	1,71
17	6,67	0,18	0,67	0,03	0,05	0,09	1,67	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04	1,30	0,00	0,26
18	6,28	0,15	0,57	0,02	0,02	0,07	1,36	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	1,15	0,00	0,11
19	10,33	0,66	0,82	0,05	0,05	0,14	9,06	0,05	0,00	0,00	0,08	0,02	0,80	3,71	1,75
20	7,46	1,04	4,83	0,86	1,22	0,03	9,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,10	9,51	0,00	0,56
21	7,66	1,56	7,73	1,33	2,04	0,03	13,86	0,03	0,00	0,00	0,00	0,18	15,14	0,00	0,55
22	7,60	0,88	3,88	0,38	0,71	0,03	7,99	0,12	0,00	0,02	0,00	0,04	7,58	0,00	0,68
23	8,78	1,01	4,34	0,26	0,39	0,02	9,98	0,16	0,00	0,00	0,00	0,07	8,31	0,16	0,75
24	9,45	0,72	2,59	0,08	0,14	0,05	7,35	0,07	0,01	0,00	0,00	0,07	4,98	0,59	0,96
25	6,63	1,64	7,97	1,13	2,18	0,03	14,22	0,10	0,07	0,00	0,00	0,22	16,29	0,00	0,15
26	8,12	1,56	7,62	0,83	1,45	0,03	14,93	0,00	0,00	0,07	0,00	0,26	14,62	0,00	0,59
27	6,75	0,41	1,66	0,31	0,50	0,08	3,09	0,03	0,00	0,02	0,00	0,04	3,38	0,00	0,21
28	8,89	0,34	0,84	0,03	0,05	0,03	3,34	0,24	0,00	0,02	0,02	0,09	1,75	0,25	1,14
29	9,65	0,28	0,40	0,03	0,04	0,03	3,09	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,76	0,92	1,03
30	6,97	0,43	1,70	0,01	0,02	0,02	2,16	0,11	0,00	0,03	0,02	0,07	3,66	0,00	0,37
31	9,43	0,35	0,74	0,02	0,05	0,05	3,91	0,22	0,00	0,01	0,00	0,03	1,44	0,60	1,30
32	9,43	0,34	0,69	0,02	0,03	0,03	3,36	0,05	0,00	0,00	0,00	0,03	1,40	0,56	1,07
33	7,36	0,29	0,90	0,07	0,12	0,03	2,87	0,09	0,01	0,02	0,02	0,08	1,77	0,00	0,77
34	9,60	0,38	0,67	0,03	0,06	0,03	4,11	0,24	0,00	0,00	0,00	0,05	1,31	1,06	1,12
35	9,69	0,39	0,74	0,03	0,05	0,01	4,25	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05	1,39	1,06	1,20
36	8,18	0,78	3,31	0,14	0,40	0,05	7,80	0,05	0,00	0,02	0,03	0,04	6,61	0,00	0,52
37	6,92	1,86	8,93	0,23	0,50	0,04	19,32	0,15	0,00	0,10	0,00	0,13	17,98	0,00	0,23
38	8,53	1,64	7,77	0,29	0,52	0,04	17,07	0,10	0,00	0,00	0,00	0,06	15,09	0,09	0,67
39	9,65	0,34	0,75	0,20	0,17	0,01	3,46	0,06	0,00	0,01	0,02	0,02	1,68	0,69	1,07

Tableau 5.10 (suite) : Composition des solutions extraites aux rapports sol/eau 1/12

N°	pH H2O	CE	S	Ca	Mg	K	Na	F	NO2	NO3	PO4	Cl	SO4	CO3	HCO3
		dS/m	mM	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L	meq/L
40	9,63	0,29	0,60	0,01	0,02	0,05	4,01	0,11	0,00	0,01	0,02	0,02	1,21	0,65	1,13
41	9,83	0,35	0,29	0,01	0,02	0,03	3,81	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,57	1,35	1,43
42	10,13	0,48	0,72	0,04	0,06	0,03	5,39	0,03	0,02	0,02	0,04	0,04	1,45	1,96	1,36
43	9,94	0,51	1,03	0,01	0,02	0,05	6,91	0,12	0,00	0,02	0,00	0,03	2,22	1,28	1,63
44	9,63	0,28	0,25	0,02	0,03	0,05	2,87	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,50	0,81	1,23
45	7,23	0,07	0,01	0,39	0,26	0,03	0,12	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,60
46	9,19	0,11	0,02	0,10	0,16	0,04	1,05	0,11	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,11	0,82
47	9,27	0,15	0,04	0,05	0,06	0,03	1,58	0,09	0,00	0,00	0,00	0,03	0,08	0,40	1,00
48	7,19	0,07	0,02	0,07	0,06	0,04	0,72	0,06	0,00	0,01	0,00	0,02	0,04	0,00	0,70
49	9,58	0,21	0,07	0,03	0,04	0,04	2,34	0,18	0,00	0,00	0,00	0,02	0,13	0,54	1,24
50	9,33	0,17	0,12	0,06	0,08	0,04	1,82	0,09	0,00	0,01	0,00	0,02	0,22	0,50	1,03
51	6,39	0,02	0,02	0,08	0,06	0,05	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,00	0,11
52	8,42	0,08	0,02	0,01	0,02	0,06	1,00	0,14	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,06	0,67
53	8,96	0,11	0,03	0,08	0,08	0,04	1,18	0,09	0,00	0,01	0,00	0,04	0,05	0,17	0,90

2. Teneurs en cations échangeables des sols de Mugerero aux rapports sol/eau 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12

Tableau 5. 11: Valeurs des cations échangeables calculées pour chaque dilution

N°	Dilution 1/3				Dilution 1/5				Dilution 1/8				Dilution 1/12			
	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na
1	7,43	6,29	0,25	0,60	7,46	6,33	0,24	0,28	7,30	6,10	0,22	0,30	7,36	5,97	0,18	0,17
2	11,82	10,05	0,30	1,24	11,78	10,05	0,30	1,11	11,85	10,06	0,30	1,06	11,85	10,06	0,25	0,95
3	12,54	7,62	0,08	0,99	12,48	7,57	0,08	0,62	12,38	7,48	0,05	0,56	12,28	7,34	0,03	0,37
4	11,87	4,59	0,06	0,50	11,84	4,57	0,05	0,25	11,45	4,34	0,02	0,20	11,51	4,30	0,01	0,10
5	27,53	20,07	0,81	5,41	27,68	20,21	0,81	4,51	27,71	20,24	0,79	4,27	27,77	20,28	0,77	3,77
6	32,00	16,38	0,84	1,04	31,94	16,32	0,83	0,87	31,84	16,19	0,78	0,76	31,73	16,13	0,78	0,59
7	6,92	6,19	0,06	0,49	6,95	6,23	0,08	0,60	6,93	6,20	0,07	0,39	6,95	6,23	0,06	0,48
8	7,22	5,07	0,13	0,83	7,51	5,13	0,13	0,73	7,50	5,11	0,12	0,50	7,52	5,13	0,10	0,60
9	8,00	5,74	0,17	1,81	8,04	5,78	0,17	1,23	7,58	5,34	0,15	0,99	7,97	5,68	0,09	0,74
10	5,76	6,82	0,15	3,03	5,76	6,82	0,01	2,85	5,75	6,83	0,14	2,36	5,76	6,83	0,05	2,22
11	6,18	8,73	0,24	2,78	6,23	8,78	0,25	2,84	6,25	8,84	0,25	3,08	6,28	8,87	0,22	2,46
12	5,12	3,30	0,06	0,80	5,16	3,24	0,05	0,44	5,10	3,23	0,05	0,43	5,36	3,32	0,03	0,01
13	30,42	17,22	1,01	2,44	30,47	17,25	1,00	2,25	30,41	17,17	0,97	1,85	30,37	17,12	0,96	1,57
14	27,48	15,98	0,94	2,00	27,51	15,99	0,93	1,84	27,44	15,93	0,92	1,53	27,30	15,74	0,84	1,16
15	3,81	5,67	0,04	1,06	4,09	6,89	0,05	2,85	4,62	7,12	0,05	1,62	4,32	6,84	0,03	0,01
16	4,99	4,86	0,09	5,45	4,99	4,85	0,05	4,17	5,01	4,88	0,07	4,20	4,97	4,80	0,01	1,75
17	7,32	7,83	0,31	1,42	7,31	7,80	0,30	1,19	7,35	7,86	0,25	1,12	7,38	7,90	0,22	0,96
18	7,08	6,11	0,26	1,50	7,18	6,16	0,27	1,27	7,16	6,15	0,25	1,05	7,21	6,20	0,21	1,08
19	2,49	1,31	0,24	5,85	2,46	1,29	0,13	3,63	2,46	1,29	0,15	2,50	2,48	1,29	0,09	1,37
20	11,22	8,47	0,06	2,86	11,52	8,75	0,05	1,76	11,97	9,15	0,05	1,29	12,03	9,20	0,03	0,43
21	10,44	10,25	0,05	4,92	11,01	10,89	0,05	4,10	10,70	10,63	0,04	1,97	10,97	10,89	0,03	0,86
22	9,71	9,61	0,10	2,51	10,11	10,17	0,09	2,69	10,18	10,29	0,09	2,46	10,39	10,56	0,09	1,83
23	8,98	8,50	0,09	4,77	9,09	8,69	0,09	4,04	9,17	8,82	0,08	3,72	9,21	8,87	0,08	2,63
24	7,80	8,51	0,06	6,22	7,86	8,59	0,06	6,08	7,82	8,61	0,06	5,30	7,86	8,61	0,01	4,29
25	7,59	9,89	0,10	4,61	7,75	10,01	0,10	2,67	8,27	10,58	0,10	2,71	8,38	10,71	0,09	1,57
26	8,80	9,58	0,10	4,04	9,31	10,19	0,11	4,03	9,39	10,30	0,10	2,59	9,55	10,51	0,10	1,37
27	6,92	5,58	0,16	0,52	7,07	5,71	0,15	0,62	7,19	5,79	0,14	0,44	7,31	5,87	0,10	0,23
28	11,99	11,83	0,09	5,14	12,00	11,79	0,08	4,55	12,01	11,84	0,06	4,01	12,04	11,87	0,06	3,77
29	12,33	11,09	0,10	5,69	12,34	11,09	0,10	4,97	12,33	11,08	0,10	4,46	12,34	11,09	0,07	3,55
30	8,59	8,66	0,20	3,54	8,63	8,68	0,19	3,19	8,65	8,72	0,20	2,62	8,76	8,89	0,19	4,77
31	10,18	11,86	0,08	5,72	10,19	11,85	0,08	5,14	10,17	11,84	0,07	4,21	10,20	11,87	0,03	3,53
32	13,50	11,67	0,09	6,57	13,49	11,65	0,08	5,94	13,48	11,61	0,07	5,22	13,53	11,68	0,06	4,80
33	7,94	7,89	0,13	2,29	7,92	7,89	0,12	1,78	7,85	7,76	0,08	1,21	7,98	7,95	0,11	1,28
34	11,18	11,71	0,06	6,73	11,18	11,70	0,04	5,93	11,18	11,70	0,06	5,18	11,18	11,70	0,03	4,31
35	12,76	12,69	0,13	9,30	12,73	12,63	0,11	8,51	12,77	12,67	0,12	7,61	12,77	12,66	0,12	6,64

Tableau 5.11 (suite) : Valeurs des cations échangeables calculées pour chaque dilution

N°	Dilution 1/3				Dilution 1/5				Dilution 1/8				Dilution 1/12			
	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na	Ca	Mg	K	Na
36	1,45	2,55	0,06	1,98	1,49	2,55	0,06	1,71	1,46	2,51	0,03	1,54	1,38	2,29	0,02	0,44
37	5,10	6,41	0,10	7,95	5,31	6,71	0,10	6,18	5,46	6,89	0,09	4,93	5,62	7,02	0,07	4,60
38	6,60	7,84	0,12	7,42	6,75	8,16	0,12	6,20	6,94	8,44	0,12	6,01	6,88	8,41	0,09	3,40
39	2,30	1,19	0,01	1,27	1,95	0,93	0,00	0,32	2,09	1,02	0,02	0,31	2,12	1,02	0,02	0,18
40	6,71	7,46	0,05	6,09	6,73	7,45	0,00	4,67	6,74	7,47	0,02	4,36	6,76	7,51	0,01	3,97
41	8,28	9,75	0,15	7,90	8,27	9,73	0,14	6,89	8,27	9,73	0,13	6,18	8,28	9,74	0,12	5,17
42	1,91	1,41	0,03	3,42	1,95	1,47	0,03	3,53	1,86	1,37	0,03	0,89	1,91	1,41	0,01	0,78
43	5,42	6,36	0,10	12,65	5,42	6,35	0,09	9,95	5,44	6,39	0,10	10,48	5,44	6,39	0,05	8,50
44	10,68	9,97	0,08	5,92	10,85	10,28	0,07	5,28	10,85	10,28	0,08	4,86	10,85	10,28	0,03	4,13
45	8,38	3,56	0,05	0,04	8,34	3,53	0,05	0,03	8,29	3,46	0,03	0,02	8,20	3,41	0,03	0,01
46	10,01	9,22	0,10	1,17	9,97	9,18	0,10	0,91	9,93	9,09	0,07	0,73	9,94	9,09	0,05	0,52
47	15,01	9,22	0,14	2,69	14,98	9,21	0,12	2,08	15,03	9,23	0,11	1,95	15,02	9,22	0,11	1,58
48	7,27	3,17	0,04	0,50	7,24	3,14	0,04	0,28	7,29	3,19	0,05	0,32	7,30	3,18	0,01	0,22
49	10,12	8,32	0,09	3,53	10,09	8,30	0,09	2,95	10,10	8,30	0,07	2,43	10,11	8,30	0,04	1,93
50	13,00	10,19	0,08	2,86	12,98	10,17	0,08	2,33	13,01	10,18	0,08	2,10	12,98	10,14	0,04	1,60
51	5,52	2,15	0,06	0,05	5,50	2,11	0,05	0,00	5,47	2,12	0,05	0,03	5,46	2,10	0,00	0,01
52	10,59	9,86	0,08	1,94	10,58	9,84	0,08	1,60	10,59	9,85	0,08	1,52	10,60	9,86	0,01	1,42
53	12,76	7,18	0,05	1,47	12,74	7,15	0,04	1,03	12,75	7,18	0,05	0,98	12,73	7,14	0,01	0,68

3. Illustration des relations entre la conductivité électrique et la salinité globale pour les cinq dilutions et la comparaison de la salinité globale des dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 et celle de la dilution 1/2 prise comme référence

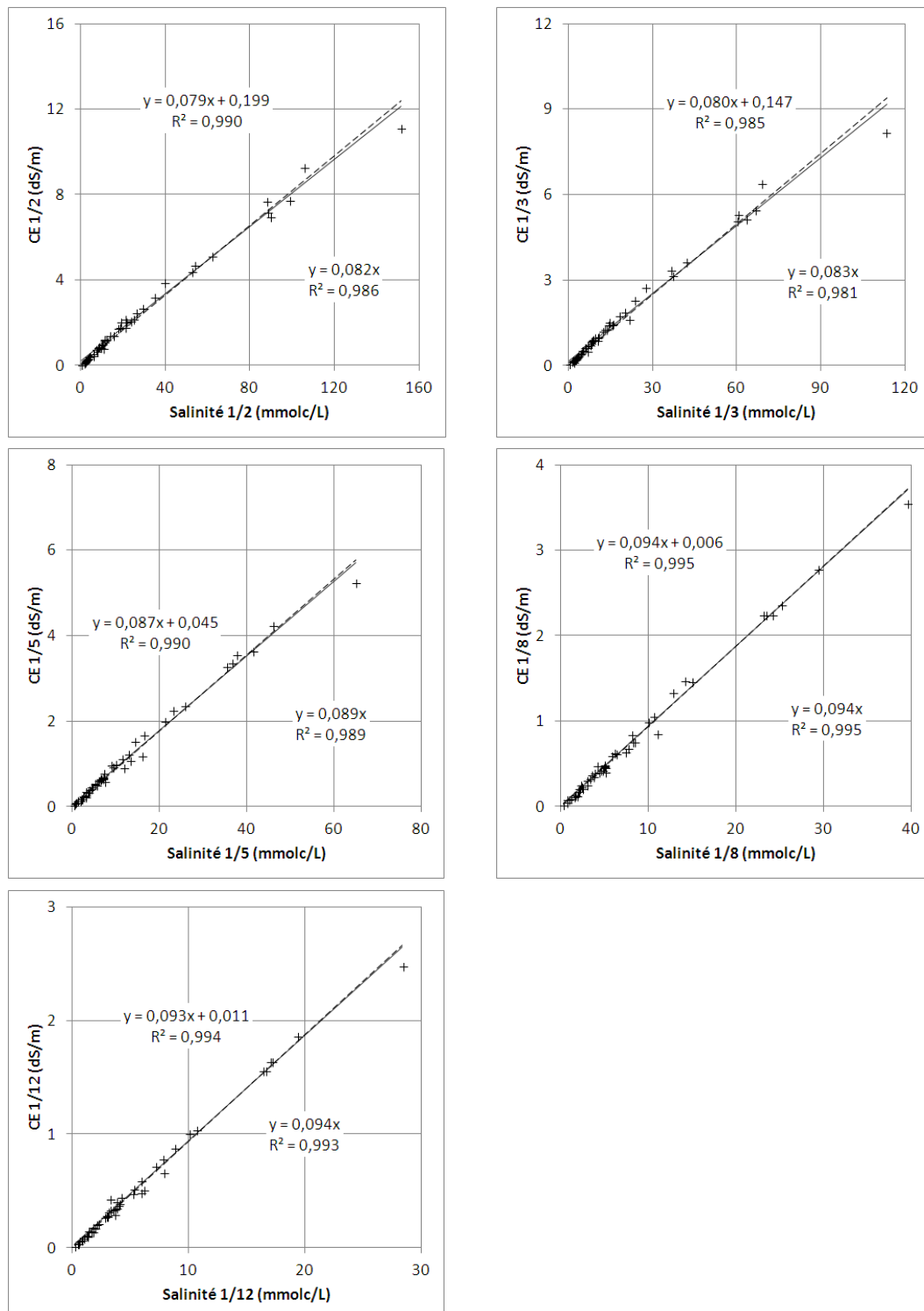


Figure 5. 34: Comparaison de la conductivité électrique et la salinité des solutions exprimée par la moyenne des sommes des cations et celles des anions

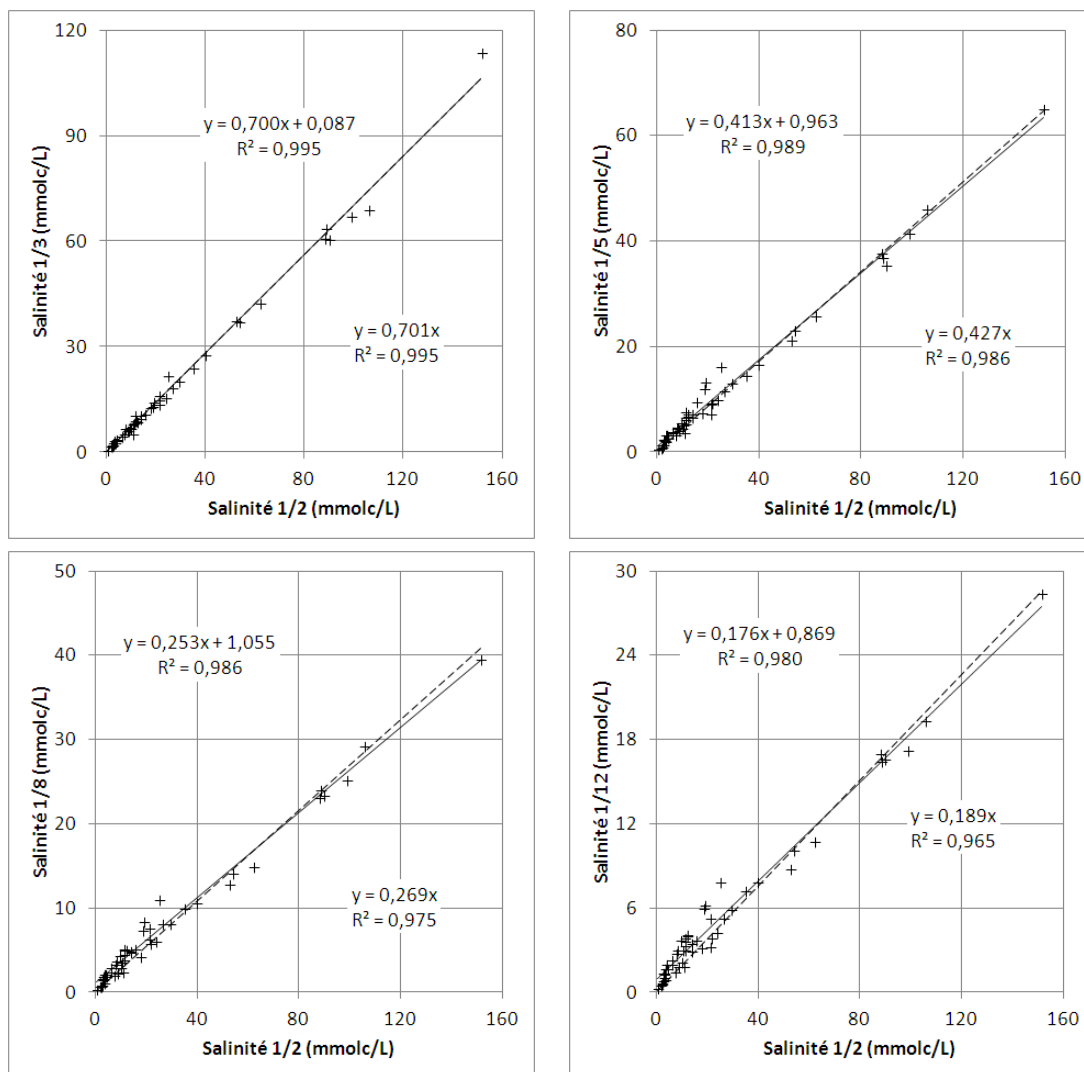


Figure 5. 35: Comparaison entre la salinité mesurée aux dilutions 1/3, 1/5, 1/8 et 1/12 et celle de la dilution 1/2

Annexe au chapitre 6

1. Résultats détaillés des variables chimiques mesurées au cours de l'expérience sur la cinétique

Tableau 6.8: Evolution des paramètres de la solution d'équilibre au cours de l'incubation en anaérobiose

N° Sol	Tps (jour s)	pH	Eh (mV)	CE dS/m	Ca mg/L	Fe mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Mn mg/L	Na mg/L	P mg/L	S mg/L
1	1	6,46	171,4	0,482	14,63	1,10	4,56	11,07	0,74	61,26	0,04	64,51
1	3	6,5	131	0,509	18,97	2,59	5,25	14,43	1,34	63,85	0,05	62,39
1	6	6,68	49	0,546	22,78	3,52	4,71	17,27	1,76	62,02	0,05	65,40
1	10	6,72	-22,6	0,629	29,20	4,80	5,60	21,10	2,20	65,30	0,06	56,50
1	15	6,86	-28,2	0,603	26,67	5,26	4,83	19,55	2,03	65,12	0,08	55,00
1	21	6,76	-30,3	0,583	27,34	5,44	4,76	19,95	2,08	67,84	0,12	55,10
1	28	6,89	-26,2	0,593	27,42	4,58	5,08	20,10	2,04	66,68	0,06	54,60
1	35	7,04	-27,1	0,602	26,80	4,39	4,73	19,77	1,99	67,48	0,06	53,34
1	42	6,8	-25	0,615	28,36	4	5,704	20,45	2,027	68,15	0,058	56,63
3	1	7,84	128,1	0,358	13,11	1,27	1,65	7,08	0,11	56,96	0,08	17,88
3	3	7,35	138,4	0,424	20,36	1,01	2,08	11,01	0,48	61,24	0,07	18,03
3	6	7,24	76,1	0,49	27,07	0,68	2,04	14,84	0,80	61,46	0,06	19,78
3	10	7,35	-28,2	0,52	30,90	0,49	1,84	16,40	0,93	63,70	0,05	19,00
3	15	7,33	-50,9	0,573	35,36	1,04	1,86	18,61	1,16	64,17	0,05	19,20
3	21	7,18	-50,7	0,598	38,24	0,36	2,09	19,93	1,19	66,50	0,05	19,59
3	28	7,28	-38,3	0,594	39,46	0,10	2,14	20,08	0,98	68,28	0,03	20,86
3	35	7,24	42,8	0,611	39,06	0,25	1,98	20,18	1,15	67,12	0,04	19,90
3	42	7,16	75,5	0,626	42,5	0,0713	2,492	20,82	0,8867	67,77	0,032	21,84
4	1	8,14	129,6	0,211	9,84	5,40	2,68	4,40	0,05	36,55	0,15	2,10
4	3	7,79	198	0,228	12,06	3,06	2,10	4,69	0,19	37,19	0,11	2,13
4	6	7,65	119	0,267	16,38	1,06	1,67	5,85	0,32	37,67	0,07	2,29
4	10	7,68	49,9	0,298	19,80	0,59	1,90	6,60	0,36	39,70	0,05	2,21
4	15	7,37	-23,1	0,361	26,40	0,14	1,63	8,63	0,42	41,48	0,04	2,28
4	21	7,41	132	0,406	34,04	0,01	1,60	10,64	0,41	43,08	0,04	2,43
4	28	7,2	62,5	0,433	43,62	0,09	1,55	12,92	0,01	44,58	0,05	2,74
4	35	7,28	79,3	0,463	39,38	0,02	1,69	11,99	0,25	44,38	0,04	2,61
4	42	7,28	77	0,482	50,72	0,0104	1,354	14,13	0,0007	44,21	0,051	3,185
5	1	7,98	134,9	1,28	32,48	0,15	5,76	19,41	0,03	235,00	0,13	180,00
5	3	7,69	90,7	1,336	36,42	0,13	5,40	22,27	0,18	242,00	0,11	178,00
5	6	7,57	130	1,366	40,22	0,30	5,57	25,45	0,38	237,00	0,10	184,20
5	10	7,4	4,9	1,42	47,20	0,11	5,60	29,00	0,60	245,00	0,10	169,00
5	15	7,42	-22,6	1,453	50,37	0,07	5,35	33,00	0,75	250,00	0,12	169,00
5	21	7,21	-32,8	1,516	59,50	0,40	5,58	36,80	0,86	253,40	0,16	171,22
5	28	7,33	-28,2	1,556	67,10	0,23	5,16	41,70	1,09	259,20	0,16	169,40
5	35	7,33	-17,5	1,581	63,96	0,10	5,22	39,76	1,01	261,40	0,16	168,72
5	42	7,19	-29,5	1,573	67,46	0,2013	5,44	41,15	1,037	254,5	0,1547	170

Tableau 6.8 (suite) : Evolution des paramètres de la solution d'équilibre au cours de l'incubation en anaérobiose

N° sol	Tps (jours)	pH	Eh (mV)	CE dS/m	Ca mg/L	Fe mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Mn mg/L	Na mg/L	P mg/L	S mg/L
15	1	8,32	104,3	5,05	120,00	0,01	4,80	156,20	0,30	995,00	0,53	1015,00
15	3	8,25	166	4,94	120,00	0,02	4,51	163,50	1,20	1000,00	0,65	1015,00
15	6	8,05	23,7	5,18	114,50	0,09	4,47	176,10	1,32	977,00	0,92	1087,00
15	10	7,95	-46,1	5,1	112,00	0,06	4,40	177,00	1,39	926,00	1,14	950,00
15	15	7,74	-96,9	5,17	129,50	0,08	3,82	223,00	1,64	955,00	1,27	1070,00
15	21	7,52	-108,2	5,15	114,00	0,09	3,85	229,00	1,69	993,00	1,45	955,00
15	28	7,68	-62,4	5,36	128,40	0,11	4,12	251,00	2,00	1022,00	1,66	973,00
15	35	7,6	-72,6	5,35	125,40	0,06	4,10	246,00	1,82	1016,00	1,57	982,00
15	42	7,44	-74	5,44	125	0,107	5,3	254	2,13	1000	2	1017
18	1	6,49	179,5	0,356	0,60	2,79	1,12	1,04	0,02	4,87	0,03	1,90
18	3	6,51	165	0,397	12,41	3,914	3,991	9,149	1,137	77,02	0,0721	44,86
18	6	6,87	6,1	0,496	11,68	3,64	3,492	8,517	1,076	86,55	0,0704	46,35
18	10	7,12	-52,9	0,572	15,70	7,00	4,30	11,50	1,45	87,70	0,10	46,40
18	15	6,96	-57,8	0,608	17,52	7,86	3,97	12,72	1,64	89,50	0,14	47,91
18	21	6,85	-50,6	0,59	18,32	7,61	4,01	13,20	1,70	93,72	0,13	47,46
18	28	6,94	-48,6	0,628	18,66	7,29	3,80	13,45	1,72	96,64	0,09	47,88
18	35	7,07	-47,9	0,634	19,00	6,72	3,85	13,70	1,77	94,98	0,09	47,86
18	42	6,62	21,4	0,521	11,05	2,36	3,967	8,156	0,9623	86,72	0,034	50,17

Tableau 6.9: Evolution du pH et du Eh (mV) durant l'exposition des solutions extraites après 28 jours d'incubation

N°	pH à t=28 jr	pH t=j+1	pH t=j+2	pH t=j+3	pH t=j+4	pH t=j+5	Eh à t = 28 jr	Eh t=j+1	Eh t=j+2	Eh t=j+3	Eh t=j+4	Eh t=j+5
1	6,89	8,45	8,41	8,34	8,43	8,35	-26,2	132,4	100	100,7	101,6	101,7
2	6,67	8,38	8,16	8,05	7,66	7,94	214	126,7	140	136,8	133,3	128,5
3	7,28	8,71	8,7	8,67	8,69	8,66	-38,3	124,5	95,2	95	95,6	94,8
4	7,2	8,7	8,64	8,63	8,63	8,62	62,5	124,5	96,5	95	95,4	93,2
5	7,33	8,77	8,86	8,87	8,89	8,87	-28,2	126	99,6	98,5	97,8	96,4
6	7,24	8,64	8,42	8,39	8,37	8,36	66,2	113	133,4	120,2	122,9	126,4
7	6,48	7,51	7,38	7,63	7,7	7,42	229,3	113,1	121,8	100,8	112,2	104,3
8	6,62	7,86	7,83	8,05	8,07	7,86	76,5	127,4	122,6	107,5	115,2	101
9	7,4	8,64	8,5	8,54	8,47	8,47	38,2	114	124,8	115,1	101,9	123,3
10	6,78	7,83	7,9	8,07	8,08	7,94	219,2	106,9	117,6	94,8	104	99,5
11	6,92	8,14	8,13	8,26	8,29	8,16	202,5	124,9	123,3	101,2	106,2	101,1
12	6,7	8,28	8,13	8,03	8,05	8,13	-24,2	121,6	142	144	112,2	133,2
13	7,36	8,6	8,38	8,39	8,35	8,44	89,4	110,3	127,9	133,7	120,8	121,7
14	7,27	8,6	8,49	8,44	8,38	8,51	-36,1	113,9	133,3	134,2	121,2	119,8
15	7,68	8,71	8,86	8,84	8,88	8,88	-56	118,3	99	99,2	96,7	98,2
16	8,06	8,88	8,72	8,67	8,63	8,73	98,5	102,3	115,9	127	114,6	110,8
17	6,84	8,41	8,27	8,21	8,12	8,13	98,5	110,2	135,7	140,5	124,4	121,3
18	6,94	8,51	8,61	8,64	8,66	8,65	-48,6	127,1	98,5	101,3	100,7	98,4

Tableau 6.9 (suite) : Evolution du pH et du Eh (mV) durant l'exposition des solutions extraites après 28 jours d'incubation

N°	pH à t=28 jr	pH t=j+1	pH t=j+2	pH t=j+3	pH t=j+4	pH t=j+5	Eh à t=28 jr	Eh t=j+1	Eh t=j+2	Eh t=j+3	Eh t=j+4	Eh t=j+5
19	8,9	8,74	8,68	8,77	8,79	8,67	139,7	105,1	104,8	86,7	91,8	88,3
20	7,58	8,44	8,22	8,28	8,18	8,26	211,8	118	132,7	124,2	111	129,7
21	8,3	8,03	7,97	7,94	7,78	7,97	190	120,1	136,2	125,9	113,9	131
22	7,58	8,57	8,37	8,37	8,29	8,41	100,8	110,7	137	139,8	124,1	126,3
23	8,56	8,15	8,17	8,2	7,97	8,22	78,7	115	130,7	140,7	123	122,8
24	8,94	8,26	8,28	8,26	8,09	8,22	172,7	111	128	134,6	116	120,2
25	7,42	8,19	8,02	8,04	7,8	7,98	98	118,5	148	146,7	122,8	137,5
26	8,39	7,99	7,91	7,96	7,75	7,92	201	126,7	148,6	145,8	118,9	136,2
27	6,7	8,16	8,14	8,11	7,98	8,13	192,1	137,7	149,6	147,6	125,4	140,2
28	7,77	8,33	8,19	8,28	8,47	8,4	175,8	128,2	96,1	150	158,9	129,6
29	8,41	8,32	8,23	8,17	8,47	8,36	157,2	122,5	88	142,2	149,6	122,6
30	7,02	8,18	8,18	8,3	8,28	8,19	198,2	124,3	123	104,2	112,4	102,7
31	7,96	8,38	8,21	8,38	8,45	8,46	169,7	125,7	94,7	141,5	148,9	127
32	8,43	8,28	8,23	8,2	8,5	8,29	159,6	124,4	98	139,4	147,8	124,9
33	7,05	8,33	8,4	8,37	8,65	8,49	204	131,6	109,9	141,9	148,1	128,5
34	8,66	8,37	8,32	8,42	8,45	8,33	96,1	112,2	112,3	97,8	103,1	94,2
35	8,63	8,43	8,38	8,36	8,43	8,39	153,9	121,5	101,6	134,1	142,4	120,3
36	7,77	8,17	8,15	8,23	8,24	8,18	178,6	121	119,2	105,1	109,7	100,6
37	7,88	7,94	7,91	7,84	7,89	8,98	175,4	136,7	121,3	149,2	155,1	135,2
38	8,37	7,95	7,96	7,92	7,92	7,98	162,8	138,7	123,4	149,5	156,1	135,8
39	7,44	8,4	8,45	8,56	8,57	8,47	176	123,6	122,3	108,4	111,8	104,2
40	8,61	8,4	8,37	8,47	8,51	8,39	162,1	107,1	110,8	101,8	102	93,6
41	8,87	8,51	8,45	8,55	8,58	8,46	141,3	104,5	110,9	102,9	103,3	92,8
42	8,58	8,61	8,62	8,68	8,72	8,64	145,8	111,3	112,8	105,3	103,9	94,7
43	9,28	8,52	8,46	8,49	8,53	8,45	143,9	108,3	109,9	104,1	104,7	95,1
44	8,77	8,42	8,37	8,48	8,52	8,35	148,4	114,3	114,1	110,7	107	98,7
45	6,51	8,1	8,04	8,06	8,14	8,19	188,3	138,9	120,7	149,8	158,5	136,2
46	8,01	8,16	8,13	8,11	8,22	8,17	166,7	131,6	113,4	140,6	149,6	128,3
47	8,08	8,21	8,22	8,17	8,32	8,26	148,1	129,3	112,6			132,2
48	6,69	8,19	8,25	8,17	8,38	8,27	199,8	137,1	120,4	144,7	153,7	133,4
49	8,5	8,29	8,34	8,26	8,41	8,34	156	125,6	109,3	135,6	143,3	122,8
50	8,14	8,17	8,14	8,17	8,33	8,24	136,4	130,3	114,6	140,2	147,4	127,5
51	6,32	7,06	7,4	7,67	7,44	7,07	239,1	125,3	133,7	131	116,6	100
52	7,74	8,15	8,09	8,15	8,34	8,24	142,7	132,9	118,1	142,7	150,1	131,2
53	7,99	8,08	8,08	8,07	8,23	8,07	167,6	136,2	119,4	143,8	151,8	132,6

Tableau 6.10 (suite) : Composition de la solution d'équilibre après incubation de 28 jours

N°	pH	CE	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P-ICP	S-ICP	F	Cl	NO2	SO4	NO3	PO4
dS/m			mmolc/L													
23	8,56	2,38	1,11	0,00	0,04	1,46	0,00	18,78	0,02	339,40	0,18	0,11	0,00	20,94	0,21	0,00
24	8,94	1,66	0,18	0,00	0,01	0,23	0,00	7,04	0,05	106,60	0,13	0,13	0,00	12,82	0,06	0,00
25	7,42	3,95	5,18	0,00	0,06	7,25	0,00	27,12	0,03	667,60	0,07	0,43	0,00	41,92	0,41	0,00
26	8,39	3,76	3,27	0,00	0,05	4,68	0,00	28,06	0,03	627,50	0,06	0,49	0,00	39,22	0,00	0,00
27	6,70	1,14	1,94	0,00	0,12	2,13	0,04	6,39	0,02	144,70	0,00	0,08	0,04	8,87	0,00	0,00
28	7,77	1,00	0,54	0,01	0,02	0,63	0,00	8,03	0,04	74,00	0,23	0,06	0,00	4,50	0,24	0,00
29	8,41	0,67	0,23	0,01	0,02	0,22	0,00	6,09	0,15	39,30	0,16	0,07	0,00	2,37	0,07	0,00
30	7,02	1,25	0,74	0,01	0,07	0,95	0,00	9,58	0,04	140,00	0,04	0,11	0,04	8,52	0,06	0,00
31	7,96	0,94	0,34	0,00	0,02	0,48	0,00	8,27	0,07	61,43	0,29	0,08	0,00	3,85	0,23	0,00
32	8,43	0,75	0,22	0,00	0,01	0,20	0,00	6,52	0,31	61,33	0,09	0,06	0,00	3,79	0,00	0,00
33	7,05	1,00	1,37	0,00	0,06	1,65	0,02	7,12	0,05	71,80	0,06	0,15	0,06	4,32	0,00	0,00
34	8,66	0,84	0,29	0,01	0,02	0,26	0,00	7,78	0,10	54,40	0,43	0,09	0,00	3,44	0,03	0,00
35	8,63	0,80	0,19	0,01	0,01	0,17	0,00	7,27	0,33	59,88	0,06	0,07	0,00	3,67	0,02	0,00
36	7,77	1,98	0,42	0,01	0,06	1,11	0,00	15,89	0,65	257,00	0,07	0,08	0,00	16,12	0,25	0,09
37	7,88	4,56	1,60	0,00	0,04	2,17	0,00	37,15	0,02	729,90	0,22	0,19	0,00	46,69	0,32	0,00
38	8,37	3,69	1,32	0,00	0,05	1,83	0,00	31,18	0,03	581,20	0,15	0,17	0,00	36,74	0,00	0,00
39	7,44	1,02	1,43	0,00	0,03	0,81	0,00	7,78	0,41	60,88	0,08	0,04	0,28	3,74	0,03	0,04
40	8,61	0,80	0,14	0,01	0,02	0,17	0,00	7,18	0,08	50,64	0,22	0,06	0,00	3,11	0,10	0,00
41	8,87	0,69	0,15	0,01	0,02	0,17	0,00	6,61	0,15	24,40	0,08	0,05	0,00	1,50	0,01	0,00
42	8,58	1,21	0,30	0,00	0,03	0,29	0,00	11,24	0,50	61,62	0,09	0,06	0,00	3,77	0,24	0,04
43	9,28	1,17	0,11	0,02	0,03	0,12	0,00	10,70	0,13	99,08	0,32	0,06	0,00	6,21	0,07	0,00
44	8,77	0,59	0,13	0,01	0,01	0,14	0,00	5,28	0,21	21,28	0,05	0,04	0,00	1,33	0,00	0,00
45	6,51	0,27	1,73	0,00	0,03	0,85	0,00	0,27	0,02	1,25	0,03	0,04	0,01	0,07	0,06	0,00
46	8,01	0,29	0,35	0,00	0,02	0,44	0,00	2,12	0,07	1,77	0,20	0,03	0,03	0,10	0,09	0,00
47	8,08	0,34	0,30	0,02	0,03	0,23	0,00	3,04	0,32	7,06	0,18	0,06	0,02	0,43	0,03	0,00

Tableau 6.10 (suite) : Composition de la solution d'équilibre après incubation de 28 jours

N°	pH	CE	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P-ICP	S-ICP	F	Cl	NO2	SO4	NO3	PO4
		dS/m	mmolc/L													
48	6,69	0,33	1,07	0,00	0,03	0,57	0,00	1,79	0,03	2,53	0,03	0,06	0,04	0,14	0,01	0,00
49	8,50	0,45	0,20	0,05	0,03	0,25	0,00	4,20	0,18	8,01	0,37	0,04	0,00	0,49	0,15	0,00
50	8,14	0,39	0,25	0,02	0,02	0,28	0,00	2,80	0,05	1,97	0,17	0,06	0,01	0,71	0,09	0,00
51	6,32	0,09	0,13	0,01	0,02	0,07	0,00	0,08	0,01	0,76	0,01	0,05	0,01	0,09	0,01	0,00
52	7,74	0,34	0,51	0,03	0,05	0,47	0,00	6,80	0,62	23,28	0,22	0,06	0,00	0,11	0,14	0,00
53	7,99	0,30	0,36	0,01	0,02	0,25	0,00	2,33	0,15	4,50	0,16	0,04	0,00	0,27	0,17	0,00

Tableau 6. 11: Composition du complexe d'échange des sols incubés pendant 28 jours (cmolc/kg)

N°	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	N°	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na
1	5,35	0,266	0,28	4,85	0,252	0,31	28	11,76	0	0,2	9,7	0	3,14
2	6,01	0	0,28	5,27	0,119	0,5	29	11,42	0	0,18	8,17	0,001	3,87
3	8,5	0,004	0,16	5,24	0,164	0,33	30	6,57	0	0,3	6,85	0	2,3
4	6,87	0	0,13	2,67	0,034	0,29	31	10,75	0	0,19	9,47	0	3,41
5	14,29	0	0,87	10,5	0,137	1,84	32	13,06	0	0,18	8,58	0	4,4
6	19,32	0	1,15	9,53	0,11	0,42	33	6,64	0	0,21	5,75	0,033	1,03
7	5,72	0	0,19	5,25	0,01	0,47	34	11,46	0	0,2	9,61	0,006	4,82
8	5,56	0,055	0,17	3,85	0,257	0,38	35	13,97	0	0,19	10,09	0,0001	7,07
9	6,59	0	0,25	4,92	0,185	1,12	36	1,29	0	0,12	2,63	0	1,32
10	4,67	0	0,28	5,73	0,0005	2,17	37	2,64	0	0,18	3,65	0	4,51
11	5,04	0	0,38	7,54	0,123	2,25	38	8,43	0	0,2	6,45	0,001	5,41
12	3,81	0,024	0,13	2,35	0,145	0,31	39	2,98	0	0,05	1,09	0,001	0,44
13	17,26	0	1,3	9,5	0,11	0,96	40	6,24	0	0,21	6,16	0,0001	4,81
14	16,62	0	1,24	9,15	0,075	0,83	41	9,67	0	0,22	6,55	0,0124	5,22
15	2,99	0	0,17	6,28	0,046	1,61	42	4,14	0	0,09	3,12	0,008	1,66
16	5,43	0	0,19	4,5	0,002	2,51	43	5,7	0	0,18	5,28	0,002	10,6
17	5,79	0,007	0,36	6,36	0,166	0,93	44	12,27	0	0,15	7,76	0	4,26
18	5,06	0,968	0,28	4,59	0,316	0,57	45	7,18	0	0,12	2,85	0	0,04
19	5,42	0	0,38	2,49	0,003	6,06	46	10,57	0	0,17	7,32	0,001	0,66
20	10,01	0	0,19	6,42	0	1,71	47	15,98	0	0,2	8,22	0	1,8
21	8,81	0	0,14	5,94	0,0004	2,22	48	5,6	0	0,1	2,31	0,0002	0,25
22	8,23	0	0,26	7,69	0	2,48	49	11,08	0	0,17	6,53	0,002	2,39
23	9,35	0	0,2	6,22	0,001	3,34	50	13,71	0	0,18	8,33	0	1,86
24	8,44	0	0,16	5,72	0,001	4,91	51	4,95	0	0,14	1,93	0,025	0,04
25	5,06	0	0,2	6,78	0	2,63	52	8,26	0	0,18	6,98	0	0,92
26	9,75	0	0,23	8,46	0,001	3,78	53	13,52	0	0,15	6,17	0,001	0,94
27	5,69	0	0,21	4,73	0,123	0,72							

Annexe au chapitre 7

1 Résultats d'analyses de la composition des solutions d'équilibre

Tableau 7. 7: Composition des solutions d'équilibre

N° sol	K _o (mM)	Ca (mg/L)	K _{eq} (mg/L)	Mg (mg/L)	Na (mg/L)	AR _K	ΔK (cmolc/kg)	PBC (cmolc/kg)
1	0	37,87	4,545	28,01	37	0,0028	-0,12	48,23
1	0,5	37,15	5,316	28,22	38,28	0,0033	-0,08	47,77
1	0,1	37,32	6,286	28,48	37,92	0,0039	-0,06	47,21
1	0,2	37,76	8,198	28,74	38	0,0050	0,00	46,11
1	1	42,07	24,84	31,38	37,7	0,0147	0,39	36,98
1	2	46,74	48,02	34,02	37,92	0,0273	0,79	25,00
2	0	28,23	2,42	19,55	29,32	0,0017	-0,06	99,43
2	0,5	28,33	2,952	19,516	29,76	0,0021	-0,02	98,38
2	0,1	28,16	3,392	19,848	30,42	0,0024	0,02	97,53
2	0,2	29,27	4,686	20,56	30,22	0,0033	0,09	95,14
2	1	34,09	14,766	23,64	30,68	0,0098	0,65	77,48
2	2	40,55	30,4	27,3	31,4	0,0188	1,24	52,92
3	0	34,49	1,7244	20,12	37,68	0,0012	-0,04	81,92
3	0,5	34,62	2,092	20,1	37,9	0,0014	0,00	81,31
3	0,1	34,35	2,878	20,52	38,32	0,0020	0,03	80,00
3	0,2	35,2	4,156	20,88	38,54	0,0028	0,11	77,91
3	1	39,86	16,162	23,38	38,78	0,0104	0,61	59,24
3	2	47,32	35,2	26,74	39,24	0,0211	1,11	32,78
4	0	41,54	1,3526	16,912	23,5	0,0009	-0,03	61,90
4	0,5	41,92	2,008	16,894	24,92	0,0014	0,00	61,22
4	0,1	41,77	2,578	17,388	24,06	0,0017	0,04	60,63
4	0,2	42,29	4,278	17,572	24,78	0,0028	0,10	58,88
4	1	47,66	18,558	19,524	24,68	0,0118	0,55	45,01
4	2	54,23	39,92	21,52	24,6	0,0241	0,99	25,85
5	0	34,33	5,17	21,68	148,82	0,0036	-0,13	206,00
5	0,5	34,8	5,372	21,8	147,82	0,0037	-0,09	204,91
5	0,1	34,58	5,88	22,24	150,96	0,0040	-0,05	201,96
5	0,2	34,98	6,412	22,46	152,06	0,0044	0,05	198,93
5	1	42,74	12,742	26,36	154,08	0,0080	0,70	167,18
5	2	46,54	21,92	28,9	156,46	0,0132	1,45	121,29
6	0	44,12	5,318	20,36	24,6	0,0034	-0,14	217,65
6	0,5	44,51	5,566	20,24	24,5	0,0036	-0,09	215,90
6	0,1	43,91	6,024	20,56	24,84	0,0039	-0,05	212,57
6	0,2	44,62	6,818	20,82	24,78	0,0043	0,04	207,15
6	1	54,01	13,092	24,3	25,24	0,0077	0,69	169,52
6	2	62,17	23,34	27,76	26,02	0,0129	1,41	111,00

Tableau 7.7 (Suite) : Composition des solutions d'équilibre

N° sol	K _o	Ca	K _{eq}	Mg	Na	AR _k	ΔK	PBC
7	0	28,89	1,8498	22,52	18,856	0,0013	-0,05	54,96
7	0,5	29,38	2,554	22,54	18,386	0,0018	-0,01	54,27
7	0,1	28,87	3,408	22,78	19,268	0,0023	0,02	53,42
7	0,2	29,52	5,108	23,3	19,126	0,0035	0,08	51,78
7	1	33,93	20,34	25,76	19,112	0,0132	0,51	37,84
7	2	38,19	43,76	28,64	19,144	0,0270	0,90	17,88
8	0	30,34	2,156	19,436	23,06	0,0015	-0,05	47,03
8	0,5	30,72	2,92	19,39	22,92	0,0021	-0,02	46,53
8	0,1	30,29	3,642	19,542	23,56	0,0026	0,01	46,05
8	0,2	30,94	5,6	19,946	23,5	0,0039	0,07	44,80
8	1	36,42	21,64	22,62	23,46	0,0143	0,47	35,22
8	2	39,86	44,36	24,38	23,54	0,0283	0,88	22,20
9	0	26,47	3,146	19,424	138,68	0,0024	-0,08	46,12
9	0,5	28,29	4,016	20,04	139,66	0,0030	-0,05	45,47
9	0,1	28,37	4,844	20,38	143,68	0,0036	-0,02	44,81
9	0,2	28,15	6,754	20,54	143,34	0,0050	0,04	43,25
9	1	32,06	22,82	22,76	144,78	0,0159	0,44	31,15
9	2	36,12	47,6	25,13	144,8	0,0316	0,80	13,78
10	0	10,111	1,8664	9,548	88,34	0,0021	-0,05	65,04
10	0,5	10,717	3,132	10,422	87,76	0,0033	-0,03	63,16
10	0,1	10,906	2,812	10,144	90,1	0,0030	0,03	63,64
10	0,2	11,213	4,12	10,682	88,7	0,0043	0,11	61,70
10	1	14,745	15,396	13,46	91,8	0,0144	0,63	46,87
10	2	18,256	33,72	16,666	95,86	0,0286	1,15	26,02
11	0	11,711	2,586	13,046	124,8	0,0026	-0,07	74,34
11	0,5	12,756	3,102	13,836	125,94	0,0029	-0,03	73,63
11	0,1	12,469	3,66	13,602	128,16	0,0035	0,01	72,47
11	0,2	12,402	4,706	13,884	127,92	0,0045	0,09	70,57
11	1	16,288	15,604	17,488	131,12	0,0133	0,63	53,75
11	2	19,439	33,24	20,88	132,04	0,0262	1,17	29,09
12	0	57,95	3,134	37,68	54,9	0,0016	-0,08	22,01
12	0,5	60,49	4,148	38,1	54,18	0,0022	-0,05	21,81
12	0,1	56,4	5,494	37,84	57,08	0,0029	-0,04	21,52
12	0,2	56,01	8,81	37,68	56,1	0,0047	-0,01	20,83
12	1	62,02	32	40,34	56,62	0,0163	0,21	16,27
12	2	61,81	62,5	41,18	59,66	0,0320	0,42	10,17
13	0	37,6	5,912	18,944	64,84	0,0041	-0,15	209,22
13	0,5	38,37	6,306	19,126	65,18	0,0043	-0,11	206,67
13	0,1	39,67	6,758	19,668	66,3	0,0045	-0,07	204,11
13	0,2	38,63	7,512	19,64	66,38	0,0051	0,02	198,21
13	1	47,75	13,846	23,4	68,2	0,0085	0,67	161,05
13	2	54,49	24,24	26,76	69,9	0,0141	1,39	101,48