



HAL
open science

Alcalinisation des sols dans la vallée du fleuve Niger (Niger). Modélisation des processus physico-chimiques et évolution des sols sous irrigation

S. Marlet

► **To cite this version:**

S. Marlet. Alcalinisation des sols dans la vallée du fleuve Niger (Niger). Modélisation des processus physico-chimiques et évolution des sols sous irrigation. Sciences du Vivant [q-bio]. Centre de Coopération Internationale en Recherche Agronomique pour le Développement; Ecole Nationale Supérieure Agronomique, 1996. Français. NNT : . tel-02840033

HAL Id: tel-02840033

<https://hal.inrae.fr/tel-02840033>

Submitted on 7 Jun 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

MINISTERE DE L'AGRICULTURE

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE MONTPELLIER

THESE

présentée à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier
pour obtenir le **DIPLOME DE DOCTORAT**
en **SCIENCES AGRONOMIQUES**

ALCALINISATION DES SOLS
DANS LA VALLEE DU FLEUVE NIGER (NIGER)
Modélisation des processus physico-chimiques
et évolution des sols sous irrigation

par
MARLET, Serge

Soutenue le 22 Mars 1996 devant le Jury composé de:

REMY Jean-Claude	Président
CHEVERRY Claude	Rapporteur
RIEU Michel	Rapporteur
VALLES Vincent	Directeur de thèse
VAUCLIN Michel	Examineur
MARAUX Florent	Examineur

A Caroline, Jules, Elise et Mathilde

A mes parents, frère et soeurs

Aux amis

AVANT-PROPOS

Les travaux présentés ont été réalisés dans le cadre d'un programme de recherche-développement sur la mise en valeur des terrasses du fleuve Niger mené conjointement par l'INRA et le CIRAD. Les résultats obtenus ont ensuite été exploités et "bonifiés" pendant deux années au sein de l'Unité de Recherche de Gestion de l'Eau du CIRAD-CA, et de la station de science du sol de l'INRA Montfavet. Ce travail n'aurait pu être réalisé sans le concours de ces institutions et d'un grand nombre de personnes que je tiens ici à remercier.

Vincent VALLES, qui m'a initié à cette discipline injustement méconnue qu'est la géochimie et a assuré la direction et le suivi de cette thèse. Qu'il soit ici chaleureusement remercié pour sa contribution à ce travail.

Jean-Claude REMY, qui a permis mon inscription en thèse au sein de la formation doctorale à laquelle il est associé et a accepté de présider le Jury.

Claude CHEVERRY et Michel RIEN, qui ont accepté de participer au Jury comme rapporteur de cette thèse.

Michel VANCLIN et Florent MARAUX, qui ont accepté de participer au jury.

François LAJOLIE, qui a mis à ma disposition toutes ses compétences en matière de modélisation et a ainsi fortement contribué à la qualité et à l'originalité de ce travail.

Laurent BRUCKLER, qui a accepté de m'accueillir dans le laboratoire dont il a la responsabilité et m'a fourni les appuis et moyens nécessaires à la réalisation de ce travail. Qu'il soit aussi remercié pour les critiques pertinentes qu'il a apporté à ce mémoire.

Francis FOREST et Florent MARAUX, qui ont su encourager et promouvoir cette initiative au sein de l'Unité de Recherche dont ils ont successivement assuré la responsabilité.

Jean-Claude LEGOUPIE, qui m'a recruté au CIRAD et m'a confié ce programme de recherche au Niger.

Didier PICARD, qui m'a le premier encouragé à réaliser cette thèse et m'a accordé la disponibilité

Avant-propos

nécessaire à sa réalisation.

Hubert MAMCHON, pour ses conseils et l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Jean BOZZA et Georges BOMER, qui ont été mes principaux interlocuteurs sur le terrain.

Laurent BARBIERO, qui a ouvert la voie d'une meilleure connaissance de ces sols et dont les résultats m'ont été fort utiles à la réalisation de ce travail.

Roger BERTRAND, qui a su mettre en évidence ce risque d'alcalinisation des sols irrigués de la vallée du fleuve Niger.

Paul FALLAIER et Alain AVENTURIER, qui partagent au sein du CIRAD cet intérêt pour la géochimie et m'ont procuré certains résultats indispensables.

A toute l'équipe de l'Unité de Recherche Gestion de l'Eau et à tous les collègues du CIRAD qui m'ont encouragés.

A toute l'équipe du laboratoire de Science du sol de l'INRA Montfavet qui m'a cordialement accueilli lors de mes passages à Avignon.

A tous les collègues de l'INRA, qui m'ont accueilli en leur sein pendant les 5 années passées au Niger

A tous les techniciens, observateurs et manoeuvres de la station de Lossa, qui n'ont jamais ménagé leur peine dans des conditions souvent difficiles.

A tous les autres que je n'ai pas cité et que je n'oublie pas

Que tous trouvent ici l'expression de ma reconnaissance. Qu'ils soient aussi associés aux résultats obtenus que j'espère profitables et convaincants.

RESUME

Localement, les sols irrigables de la vallée du fleuve Niger sont soumis à une alcalinisation qui se traduit par une augmentation du pH et une dégradation de la structure par sodisation. Les propriétés physico-chimiques de ces sols et les mécanismes géochimiques d'alcalinisation ont été décrits et modélisés. Le processus de concentration s'accompagne de la précipitation successive de minéraux qui contrôlent la composition de la solution, elle-même en équilibre avec le complexe d'échange qui contribue à tamponner ces évolutions.

Les eaux du fleuve Niger sont caractérisées par une alcalinité résiduelle positive et conduisent à un risque de dégradation secondaire des sols par alcalinisation sous irrigation. Un modèle hydrogéochimique a été élaboré pour simuler ces évolutions. Il consiste au couplage d'un modèle mécaniste de transport de l'eau et des solutés (Lafolie, 1991) et d'un modèle thermodynamique d'interactions de la solution du sol avec la matrice solide (Vallès et Bourgeat, 1988). Les simulations ont été menées pendant une période de 27 années et mettent en évidence un faible lessivage et une augmentation progressive de l'alcalinité et de la sodicité. Le suivi de l'évolution à court terme, affectée par une modification de la pCO_2 , liée à la mise en culture, n'a pas permis de valider le modèle.

L'alcalinisation s'accompagne d'une baisse importante de la fertilité des sols qui a été attribué à une augmentation du pH in situ et à l'apparition de déficiences dans l'alimentation minérale des cultures. L'influence de différentes mesures chimiques (gypsage), physiques (sous-solage), biologiques (culture améliorante de Bourgou) et hydrologiques (submersion, drainage) a été expérimentée et interprétée en fonction du modèle. Ces résultats permettent de préciser les modalités de prévention de la dégradation et de réhabilitation des sols à alcali.

Mots clefs: *irrigation, alcalinisation, sodisation, modélisation, géochimie, prévention, réhabilitation, propriétés physico-chimiques des sols, sols bruns subarides, sols à alcali.*

ABSTRACT

In some irrigable soils of the Niger valley, alkalization leads to an increase in pH and a physical degradation due to sodization. Soil physico-chemical properties and the geochemical mechanisms of soil alkalization have been studied and modeled. Along the concentration process, successive minerals precipitations control the composition of the soil solution in equilibrium with respect to the exchange complex which acts as a buffer.

Niger water is characterized by a positive residual alkalinity and leads to a risk of secondary alkalization. A hydrogeochemical model has been built to simulate the long-term effects of irrigation. It consists in coupling a water and solute transport model (Lafolie, 1991) and a thermodynamic model simulating the solution-soil chemical interactions (Valles and Bourgeat, 1988). The 27-years simulations showed a low leaching and a gradual increase of alkalinity and sodicity. The monitoring of short-term evolution, affected by pCO₂ variation due to cultivation, does not allow to validate the model.

Alkalization leads to a drop of fertility which has been assigned to an increase of pH and crop nutrient deficiencies. Chemical (gypsum), physical (subsoiling), biological (Amshot grass cropping) and hydrological (flooding, drainage) measures have been given a trial and interpreted according to the model. These results allow to precise the modalities of prevention of the degradation and rehabilitation of the alkali soils.

Key-words: *irrigation, alkalization, sodization, hydrogeochemical modelling, geochemistry, fertility, prevention, rehabilitation, soil physico-chemical properties*

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

RESUMES

SOMMAIRE

INTRODUCTION 1

PREMIERE PARTIE : Bilan des connaissances disponibles

1. Alcalinisation des sols	5
1.1. Génèse des sols salsodiques	5
1.1.1. Conditions naturelles	5
1.1.2. Influence de l'irrigation	6
1.2. Mécanismes géochimiques d'alcalinisation	7
1.2.1. Précipitation des minéraux : loi du T	7
1.2.2. Définition de l'alcalinité	8
1.2.3. Concept d'alcalinité résiduelle	8
1.2.4. Alcalinisation et sodisation	10
1.3. Conséquences sur les propriétés chimiques des sols	11
1.3.1. Influence de la salure	11
1.3.2. Influence du pH	12
1.4. Conséquences sur les propriétés physiques des sols	13
1.4.1. Propriétés des minéraux argileux	13
1.4.2. Dégradation des propriétés physiques des sols par sodisation	16
1.5. Prévention et réhabilitation des sols salsodiques	17
1.5.1. Lessivage	17
1.5.2. Amendements calciques	19
1.5.3. Amendements acides	20
1.5.4. Influence de la matière organique	20
1.5.5. Influence des cultures	21
2. Modélisation des processus physico-chimiques	23
2.1. Modélisation des transferts de solutés	23
2.1.1. Modèle global de transfert de solutés	23
2.1.1.1. Principes généraux	23
2.1.1.2. Dispersion	24
2.1.1.3. Limites du modèle global	25
2.1.1.4. Hypothèse d'équilibre local	26
2.1.1.5. Conditions limites du modèle global	27
2.1.2. Modèles de transfert à deux classes d'eau	28
2.1.2.1. Principes généraux et hypothèse de non équilibre-	

Sommaire

physique	28
2.1.2.2. Diffusion	28
2.1.2.3. Modèle du premier ordre	29
2.1.2.4. Modèle à fonction de forme	30
2.2. Modèles géochimiques d'interactions avec la matrice solide	31
2.2.1. Calcul de l'activité des ions	31
2.2.1.1. Théorie	31
2.2.1.2. Modèles d'association ionique	33
2.2.2. Précipitation ou dissolution des minéraux	33
2.2.3. Echanges d'ions avec les surfaces chargées de la matrice solide	34
2.2.3.1. Les concepts thermodynamiques	34
2.2.3.2. Modélisation du coefficient de sélectivité	36
2.3. Couplage des modèles géochimiques et de transfert de solutés	41
2.3.1. Hypothèse d'équilibre local et interaction des solutés avec la matrice solide	41
2.3.2. Hypothèse de non équilibre physique et cinétique des réactions chimiques	42
2.3.3. Modélisation hydrogéochimique des transports de solutés ..	43
3. Présentation du milieu d'étude	45
3.1. Eléments de géomorphologie	45
3.2. Présentation des sols	47
3.2.1. Génèse des sols du périmètre de Lossa	47
3.2.2. Caractéristiques des sols du périmètre de Lossa	49
3.2.2.1. Texture	49
3.2.2.2. Minéralogie des argiles	51
3.2.2.3. Structure	52
3.2.2.4. Capacité d'échange cationique	53
3.2.2.5. Propriétés physico-chimiques des sols	54
3.3. Aspects généraux du climat	56
3.4. La ressource en eau d'irrigation	57
3.5. Mise en valeur hydro-agricole des sols des "terrasses"	59
3.5.1. Présentation succincte de l'aménagement et des systèmes de culture	59
3.5.2. Performance des irrigations et fraction de lessivage	60
3.5.3. Bonification des sols	61

DEUXIEME PARTIE : Evolution des sols sous irrigation

4. Présentation du modèle	63
4.1. Modélisation du transport de l'eau et des solutés	63
4.1.1. choix du modèle	63
4.1.2. Modélisation du transport de l'eau	64
4.1.2.1. Equation de transport de l'eau	64
4.1.2.2. Conditions aux limites	65
4.1.2.3. Résolution numérique des équations de transport ..	67

Sommaire

4.1.3. Modélisation du transport des solutés	68
4.1.3.1. Equation de transport des solutés	68
4.1.3.2. Conditions aux limites	69
4.1.3.3. Résolution numérique des équations	69
4.2. Modèle géochimique	69
4.2.1. Calcul des activités	70
4.2.2. Précipitation dissolution des minéraux	73
4.2.3. Echanges cationiques	73
4.2.4. Commentaires	74
4.3. Couplage: modèle hydrogéochimique	75
5. Détermination des paramètres nécessaires à la mise en oeuvre du modèle physique de transfert de l'eau et des solutés	79
5.1. Etude des propriétés physiques des sols	79
5.1.1. Caractérisation physico-chimique et typologie des sols	79
5.1.1.1. Méthode d'étude	79
5.1.1.2. Résultats de l'ACP réalisée à partir des résultats de la caractérisation initiale: ACP initiale	80
5.1.1.3. Résultats de l'ACP réalisée à partir des résultats de la caractérisation finale: ACP finale	82
5.1.1.4. Synthèse	84
5.1.2. Perméabilité des sols	85
5.1.2.1. Lane d'eau infiltrée	85
5.1.2.2. Capacité finale d'infiltration	86
5.1.3. Conductivité hydraulique à saturation	87
5.1.4. Densité apparente et porosité	89
5.1.5. Sodisation et dégradation des propriétés physiques	90
5.1.6. Conclusions	92
5.2. Présentation des paramètres "physiques" de la simulation	93
5.2.1. Paramètres climatiques	93
5.2.2. Paramètres cultureux	93
5.2.3. Caractéristiques des irrigations	94
5.2.4. Conditions initiales et à la limite inférieure du profil	95
5.2.5. Paramètres de transfert	95
6. Détermination des mécanismes géochimiques d'alcalinisation nécessaires à la mise en oeuvre du modèle géochimique	97
6.1. Etude des équilibres entre la solution du sol et les minéraux	97
6.1.1. Méthode d'étude	97
6.1.2. Etude du diagramme de concentration	98
6.1.3. Contrôle du calcium	101
6.1.4. Contrôle du magnésium	102
6.1.5. Contrôle du potassium	103
6.1.6. Contrôle du sodium	103
6.1.7. Représentativité des extraits de pâte saturée	105
6.2. Modélisation des échanges cationiques	107
6.2.1. Méthode utilisée	107

Sommaire

6.2.2. Isotherme d'échange Na-Ca	108
6.2.3. Isothermes d'échange Ca-Mg et Na-K	109
6.3. Calibration du modèle géochimique	111
6.3.1. Méthode	111
6.3.2. Résultats	112
6.3.3. Influence des échanges cationiques	115
6.4. Conclusions	116
6.4.1. Mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols	116
6.4.2. Détermination des paramètres de la simulation	118
7. Simulation de l'évolution des sols sous irrigation	121
7.1. Bilan hydrique et fraction de lessivage	121
7.2. Précipitations successives des minéraux	124
7.2.1. Précipitation de calcite	124
7.2.2. Précipitation d'illite	125
7.2.3. Précipitation de sépiolite	125
7.2.4. Précipitation de paragonite	126
7.2.5. Synthèse	126
7.3. Evolution de la composition du complexe d'échange	128
7.3.1. Evolution du sodium échangeable	128
7.3.2. Evolution du calcium échangeable	129
7.3.3. Evolution du magnésium échangeable	130
7.3.4. Evolution du potassium échangeable	131
7.3.5. Synthèse	131
7.4. Evolution de la solution du sol et de l'alcalinité	132
7.5. Alcalinisation et stockage d'alcalinité	133
7.6. Comparaison des résultats de la simulation avec quelques résultats expérimentaux	134
7.6.1. Etude du pH et des bases échangeables dans les conditions naturelles (situation initiale)	135
7.6.2. Etude du pH et des bases échangeables après 10 années de culture sous irrigation	136
7.6.3. Etude du pH et des bases échangeables de l'horizon superficiel après 10 années de culture sous irrigation	138
7.7. Conclusions	140
7.7.1. Limites liées au modèle utilisé	140
7.7.2. Synthèse des résultats	142
8. Etude de l'évolution à court terme des sols sous irrigation	143
8.1. Incidence de la pCO ₂ sur les équilibres géochimiques	143
8.1.1. Composition de la solution du sol	144
8.1.2. pH et alcalinité	146
8.1.3. Composition du complexe d'échange	147
8.2. Evolution de la composition de la solution du sol	149
8.3. Evolution du pH "labo"	152
8.3.1. Evolution du pH à 20 cm de profondeur	152
8.3.2. Evolution du pH à 40 cm de profondeur	153

Sommaire

8.3.3. Evolution du pH des horizons profonds	155
8.3.4. Synthèse	157
8.4. Etude du pH <i>in situ</i>	158
8.5. Evolution des bases échangeables	160
8.6. Discussion	163

TROISIEME PARTIE: Moyens techniques de prévention et de réhabilitation des sols

9. Evolution des sols sous l'influence de mesures techniques améliorantes ..	165
9.1. Méthode d'étude	165
9.2. Influence des traitements sur la caractérisation finale des sols	167
9.3. Influence du sous-solage	168
9.3.1. Sur les sols bruns subarides	168
9.3.2. Sur les sols à alcali	169
9.3.3. Synthèse et commentaires	170
9.4. Influence du précédent cultural	171
9.4.1. Sur les sols bruns subarides	171
9.4.2. Sur les sols à alcali	172
9.4.3. Synthèse et commentaires	173
9.5. Influence du gypsage	176
9.5.1. Sur les sols bruns subarides	176
9.5.2. Sur les sols à alcali	177
9.5.3. Evolution de la solution du sol sous l'influence du gypsage sur les sols à alcali	178
9.5.4. Synthèse et commentaires	182
9.6. Influence du drainage	184
9.6.1. sur les sols bruns subarides	184
9.6.2. sur les sols à alcali	185
9.6.3. Synthèse et commentaires	186
9.7. Conclusions	186

CONCLUSION GENERALE	189
1. Rappel sur objectif et méthode	189
2. Réflexion sur la méthode utilisée	190
3. Les acquis scientifiques	190
3.1. Mécanismes géochimiques d'alcalinisation	191
3.2. Dégradation des sols par alcalinisation	193
3.3. Modélisation hydrogéochimique	194
3.4. Influence de mesures correctives	195
4. Les conséquences pratiques	196

ANNEXES

Annexe 1 : Dispositif et protocole expérimentaux	197
1. Dispositif expérimental	197
2. Déroulement de l'expérimentation	197
3. Protocole de mesures	198

Sommaire

Annexe 2 : Les méthodes de mesure	203
1. Mesure du pH et de la conductivité électrique	203
2. Prélèvement de la solution du sol	203
3. Mesure de la densité apparente	203
4. Mesure de la résistance à la pénétration	204
5. Mesure de la perméabilité	204
6. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation	205
Annexe 3: Pluviométrie efficace et planning des irrigations	209
1. Pluviométrie efficace du 10/07/89 au 9/07/91	209
2. Planning des irrigations du 10/07/89 au 9/07/91	211
Annexe 4: Analyses chimiques des extraits de pâtes saturées (Barbiero,1994)	215
Annexe 5: Impact de la dégradation des propriétés physico-chimiques sur la productivité des sols sous irrigation	219
1. Rendement d'une culture de Maïs	219
2. Alimentation minérale de la culture de Maïs	221
2.1. Alimentation minérale en Phosphore	221
2.2. Alimentation minérale en Azote	223
2.3. Alimentation minérale en Potassium	225
2.4. Alimentation minérale en Zinc	226
2.5. Vérification	227
Annexe 6: Recommandations sur la gestion des sols des terrasses du fleuve Niger (périmètres de Lossa et Sona)	229
1. Amélioration de la productivité des sols	229
2. Prévention de la dégradation des sols	230
3. Réhabilitation des sols à alcali	231
4. Conclusions	233
BIBLIOGRAPHIE	235
LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX	253

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Si l'irrigation a contribué de façon importante à l'augmentation de la production agricole et l'amélioration de la qualité de vie des populations rurales des pays en voie de développement, son extension s'est accompagnée de sérieuses menaces sur la préservation de l'environnement ou la santé humaine (Umali, 1993). En milieu aride, le passage à l'irrigation représente un risque de salinisation des sols dont les manifestations ont pu être identifiées dans de nombreuses situations irriguées à travers le monde. Szabolcs (1989) estime que plus de 50 % des systèmes irrigués sont affectés à des degrés divers par des problèmes de salinisation. La FAO (1990) rapporte que 20 à 30 millions d'hectares sont sévèrement affectés, auxquels s'ajoutent 60 à 80 millions d'hectares affectés à un degré moindre par des problèmes de salinité, soit 10 à 48 % de la superficie totale irriguée. *L'Hydraulics Research Wallingford Ltd* (1990) estime de 2 à 3 millions d'hectares par an les pertes dues à des problèmes de salinité, soit un rythme équivalent au taux de croissance actuel des superficies irriguées.

Dans les régions sahéliennes d'Afrique de l'Ouest, diverses études relativement récentes (Loyer, 1986; N'Diaye, 1987; Bertrand *et al.*, 1991) ont attiré l'attention des responsables locaux sur l'existence de processus de dégradation sans que rien ne permette de préciser la dynamique du phénomène, de fixer ou de définir des normes d'évaluation des divers stades de la dégradation, ni des conséquences qui en résultent pour la conduite des cultures et leur productivité. A l'exclusion de la basse vallée et du delta du fleuve Sénégal dont la salure est issue d'anciennes sédimentations marines, les eaux continentales, notamment les eaux des fleuves Sénégal et Niger, sont peu minéralisées. Aussi ont-elles longtemps été considérées comme ne présentant aucun risque de salinisation, jusqu'à ce que des phénomènes d'alcalinisation des sols soient formellement identifiés (Vallès *et al.*, 1989). Si dans certains cas, l'existence d'une salure d'origine naturelle peut être impliquée, des pratiques inadaptées dans la gestion de l'irrigation et l'absence quasi-systématique de réseau de drainage apparaissent comme les principales causes des phénomènes de dégradation observés (Bertrand *et al.*, 1993).

Au Niger, la politique d'autosuffisance alimentaire menée par le gouvernement a conduit à promouvoir le développement de l'irrigation dans la vallée du fleuve Niger. Les basses terrasses inondables, nommées "cuvettes", ont été destinées à la riziculture irriguée tandis que

les zones exondées, dites de “terrasses”, ont été affectées à la polyculture irriguée. Ces terrasses représentent le principal potentiel hydro-agricole avec environ 100 000 hectares, soit 40% des terres irrigables du pays (Bozza et Boyer, 1988). Les périodes de sécheresse des années 70 et 80 ont fortement accéléré ce processus, tant l’irrigation apparaissait comme une voie de salut privilégiée vis à vis des contraintes climatiques. Afin de définir un référentiel technique préalable à la mise en valeur des “terrasses” sous irrigation, un programme d’expérimentation a été confié à l’INRAN et au CIRAD et mené sur le périmètre de Lossa.

La nature des sols s’est avérée comme la principale contrainte pour la mise en valeur. Localement, ces sols ont subi un processus d’alcalinisation dans les conditions naturelles dont le déterminisme a été étudié par Barbiero (1994). Les sols sont alcalins, compacts et imperméables, et le front d’humectation et d’enracinement butte à faible profondeur. Leur productivité est faible et les parcelles concernées ont rapidement été abandonnées par les paysans qui connaissent parfaitement ces sols sous le nom de *gangani*. Après plus de dix ans d’irrigation, les cultures présentent des troubles manifestes sur certaines parcelles selon des tâches dont l’extension augmente d’une année sur l’autre. La mise en valeur de ces sols semble s’accompagner d’une reprise du phénomène d’alcalinisation sous l’influence de l’irrigation.

Ces évolutions ont été étudiées dans le cadre d’une expérimentation concernant le suivi comparé de l’évolution des sols irrigués sous l’influence de différentes mesures techniques sur trois parcelles du périmètre de Lossa. Les propriétés physico-chimiques des sols ont été suivies pendant une période de 2 ans, soit 4 campagnes de culture. Les sols bruns subarides et les sols à alcali, issus du fonctionnement hydrologique du milieu naturel, se différencient nettement et permettent de préciser l’influence du mécanisme d’alcalinisation sur leurs propriétés physico-chimiques. Sur chaque type de sol, les évolutions induites par leur mise en valeur sous irrigation et par les techniques de nature physique (sous-solage), hydrologique (submersion, drainage), chimique (gypsage) ou biologique (culture de Bourgou) ont pu être analysées.

A partir des résultats acquis lors de cette expérimentation, un double objectif a été donné à ce travail :

- Le premier objectif consiste à prévoir **l’évolution des sols sous irrigation**. Pour ce faire, nous avons eu recours à la **modélisation couplée des phénomènes physico-chimiques** pour les raisons suivantes :
 - Si les phénomènes physiques de transferts et de concentration des solutés doivent être considérés comme le “moteur” de l’évolution des sols, les processus géochimiques d’alcalinisation jouent aussi un rôle déterminant à travers de multiples interactions avec la matrice solide du sol où les composants de la solution du sol peuvent être adsorbés sur le complexe d’échange cationique ou précipiter.
 - Inversement, si la connaissance des mécanismes géochimiques permet de prévoir la

nature des transformations induites lors de la concentration de la solution du sol, la localisation en profondeur des éléments dissous, adsorbés ou précipités, la vitesse ou l'intensité des modifications de nature physique, chimique ou minéralogique ne peuvent être prédites précisément.

- Ces processus sont lents, que ce soit dans les conditions naturelles ou sous l'influence de l'irrigation, et seul le suivi des propriétés physico-chimiques sur des temps longs permet d'apprécier l'évolution des sols sous irrigation. Un diagnostic prédictif suffisamment rapide et précis et la recherche de solutions techniques permettant d'éviter une évolution défavorable du milieu rendent nécessaire le recours à la modélisation.

En fonction des acquis de la recherche, les bases conceptuelles de l'étude et de la modélisation de ces différents mécanismes seront tout d'abord précisées. Un modèle de nature hydrogéochimique sera élaboré afin de simuler l'évolution des sols du périmètre de Lossa dans les conditions actuelles de conduite des irrigations.

Les paramètres et mécanismes physico-chimiques nécessaires à la mise en oeuvre du modèle seront ensuite analysés. Les propriétés physiques et les conditions aux limites du système seront précisées en fonction des résultats de l'expérimentation; une attention particulière sera portée à la dégradation des propriétés physiques par sodisation. Les mécanismes géochimiques seront étudiés à partir de résultats analytiques issus des travaux de Barbiero (1994) en ce qui concerne les équilibres entre la solution du sol et les minéraux, complétés par de nouvelles analyses pour la détermination des conditions d'équilibres entre les cations de la solution du sol et le complexe d'échange cationique (isothermes d'échange).

L'évolution des sols sous irrigation sera simulée sur des temps longs (27 années). Ces résultats ont été confrontés à quelques résultats issus de parcelles irriguées depuis une dizaine d'années sur le périmètre de Lossa et la pertinence des résultats sera discutée.

Les évolutions observées au cours de l'expérimentation ne sont pas cohérentes avec les résultats de la simulation. En fonction des connaissances acquises sur les mécanismes géochimiques d'alcalinisation, l'hypothèse d'une augmentation de la $p\text{CO}_2$ liée à la mise en culture sera analysée, comparée aux résultats expérimentaux et discutée.

Le second objectif consiste à préciser **les moyens techniques nécessaires à la prévention de la dégradation et à la réhabilitation des sols à alcali**. Les résultats expérimentaux concernant l'impact agronomique de la dégradation et l'efficacité de différentes techniques sur l'amélioration des propriétés physico-chimiques des sols seront analysés sur la base de ces résultats et de la connaissance acquise sur les processus physico-chimiques impliqués dans le mécanisme d'alcalinisation des sols sous irrigation. Différentes stratégies de prévention de la dégradation et de réhabilitation des sols à alcali seront alors proposées.

PREMIERE PARTIE :

Bilan des connaissances disponibles

Dans un premier chapitre (chapitre 1), les principaux mécanismes physico-chimiques impliqués dans le processus d'alcalinisation seront tout d'abord détaillées. Dans le même temps, les concepts théoriques et les indicateurs utilisés seront définis. Les principales méthodes de préventions et de réhabilitation des sols salsodiques seront ensuite présentées.

Dans un second chapitre (chapitre 2), les modèles utilisés pour la description des processus physiques de transfert de l'eau et des solutés, d'une part, et des processus géochimiques d'interactions avec la matrice solide, d'autre part, seront présentés. Puis les bases conceptuelles du couplage de ces deux types de modèle seront analysées.

Dans un troisième chapitre (chapitre 3), les principales caractéristiques du milieu physique et des systèmes de culture seront présentées. Une attention particulière sera portée aux études existantes concernant la dégradation des sols par alcalinisation.

1. Alcalinisation des sols

La salsodisation des sols est un terme générique incluant les phénomènes de salinisation et de sodisation des sols. La salsodisation implique d'une part une source de sels et d'autre part un mode d'accumulation des sels dans le milieu. En fonction de la nature géochimique des eaux, leur concentration fait intervenir différents mécanismes géochimiques qui conditionnent l'évolution des propriétés physico-chimiques des sols. L'alcalinisation est une des formes de salsodisation des sols. Elle se traduit par une augmentation de l'alcalinité et du pH, et par une dégradation des propriétés physiques des sols par sodisation.

1.1. Génèse des sols salsodiques

1.1.1. Conditions naturelles

Dans les conditions naturelles, les sels accumulés dans les sols proviennent essentiellement de la dissolution des minéraux dans les zones continentales ou d'invasions maritimes dans les zones littorales. Les pluies et les transports éoliens contribuent à l'apport de sels en faibles quantités. Les invasions maritimes, actuelles ou passées, ou la précipitation d'évaporites dans les milieux continentaux peuvent conduire à la libération de quantités de sels importantes et à la genèse de sols salés à pH neutre. L'altération des roches cristallines conduit à la libération d'une moindre quantité de sels. Les minéraux primaires composant ces roches sont moins solubles et leur dissolution est lente. De plus, une grande partie des produits d'altération est impliquée dans la néoformation de minéraux, notamment argileux. La dissolution des feldspaths et la néoformation de kaolinites conduit à une production d'alcalinité qui conditionne la genèse des sols alcalins (Tardy, 1985).

Mais la salinisation n'est pas systématiquement liée à d'importantes sources de sels. Certaines conditions favorisent leur accumulation dans les parties basses du paysage, lorsque le climat est aride ou lorsque la nappe phréatique est proche de la surface.

1.1.2. Influence de l'irrigation

Les interventions humaines, essentiellement liées à la pratique de l'irrigation, peuvent conduire à des transports et des accumulations de quantités de sels importantes. Elles mettent en jeu des mécanismes spécifiques d'accumulation de sels, conséquences de pratiques inadaptées aux conditions du milieu. Ainsi le milieu va tendre vers un nouvel équilibre en fonction de la qualité des eaux d'irrigation dont l'origine est souvent externe, et d'une nouvelle dynamique de l'eau et des sels imposée par l'irrigation.

Le maintien d'un niveau de concentration des sels, tel qu'il n'induirait pas une évolution défavorable de la productivité des sols sous irrigation, nécessite alors des apports d'eau

suffisamment importants pour assurer un lessivage. Cette notion de fraction de lessivage a été développée par de nombreux auteurs (Rhoades, 1974 ; Rhoades et Merrill, 1976 ; Vallès et Dosso, 1979 ; Bertrand, 1981 ; Van Hoorn, 1984). Son calcul est basé sur l'équation du bilan en eau et en sels à l'équilibre qui n'est atteint que pour des pas de temps suffisamment longs. Dans ces conditions et en considérant que la concentration de la solution du sol est homogène, nous pouvons écrire que les quantités d'eau et de sels entrants et sortants du système considéré sont égales :

$$P+I=ET+D$$

et: $I.C_i = D.C_e$

Où P : Pluviométrie

I: Irrigation

ET: Evapotranspiration

D : Perte par lessivage

C_i: Concentration de l'eau d'irrigation

C_e: Concentration à l'équilibre de la solution du sol et des eaux de lessivage

La fraction de lessivage (F_L) est alors définie comme la fraction des apports contribuant au lessivage :

$$F_L = \frac{D}{I} = \frac{1}{F_C} \quad \text{ou} \quad F_L = 1 + \frac{P-ET}{I} = \frac{1}{1 - \frac{P-ET}{D}}$$

où: $F_C = \frac{C_e}{C_i}$ est défini comme le facteur de concentration.

La concentration des sels à l'équilibre est donc d'autant plus élevée que l'eau d'irrigation est concentrée, que les pertes par lessivage sont faibles et que le déficit climatique : ET-P, est important.

L'irrigation peut aussi provoquer une élévation du niveau de la nappe phréatique, susceptible de s'opposer au lessivage et de faciliter l'accumulation des sels par remontées capillaires. Ce phénomène est une des causes majeures de salinisation des sols sous irrigation (Gupta et Abrol, 1990). Enfin, la raréfaction des ressources en eau peut conduire à une réutilisation des eaux de drainage pour l'irrigation et un accroissement du risque de salsodisation

des sols sous irrigation (Rhoades et Loveday, 1991).

La salinisation des sols suppose en premier lieu un mécanisme physique de concentration lié à une forte évaporation et une insuffisante lixiviation des sels apportés par l'irrigation (ou lors de la dissolution des minéraux primaires dans les conditions naturelles). Elle est due à un dysfonctionnement hydrologique du milieu sous l'influence de l'irrigation, qu'il soit lié à un excès d'eau et une remontée de la nappe phréatique ou à un manque d'eau et un lessivage insuffisant. Le risque est accentué sous climat aride ou lorsque l'irrigation est conduite avec une eau concentrée.

1.2. Mécanismes géochimiques d'alcalinisation

1.2.1. Précipitation des minéraux : loi du T

Lorsque deux éléments A^+ et B^- sont présents en solution, leurs concentrations respectives augmentent tout d'abord proportionnellement à la concentration de cette solution jusqu'à atteindre la saturation avec le minéral AB. A ce stade le minéral AB précipite et son produit de solubilité est égal à sa constante d'équilibre thermodynamique (K), pour une pression et une température données :



(M) désigne l'activité chimique de l'espèce M. Elle est égale au produit de la molalité : [M] par le coefficient d'activité, lequel traduit les interactions entre les diverses espèces dissoutes et peut être estimé par différents modèles géochimiques qui seront décrits ultérieurement.

La condition d'équilibre impose une relation entre les activités [(A), (B)] des éléments A et B. Lorsque la solution se concentre en présence du minéral AB, les deux molalités ne peuvent augmenter simultanément car le produit de solubilité du minéral AB est constant ; si l'une augmente, l'autre diminuera. La représentation graphique schématique de ce phénomène est désignée sous le terme de "Loi du T" (fig.1).

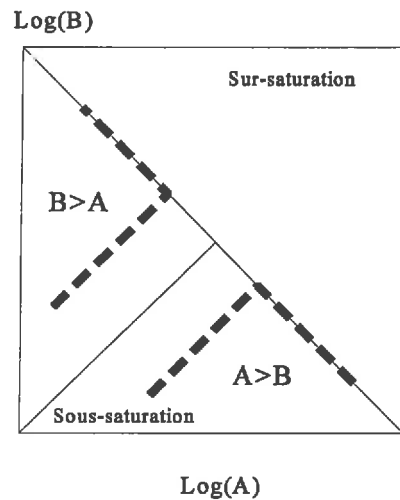


Figure 1. Loi du T: diagramme de saturation par rapport à un minéral AB, où A et B désignent les molalités des espèces A et B et (A) et (B) leurs activités

1.2.2. Définition de l'alcalinité

L'alcalinité est une grandeur déterminée analytiquement, par titration à l'aide d'un acide fort, d'ions d'acides faibles présents en solution ou de molécules neutres ; elle correspond à la quantité d'ions H^+ ajoutée lors de la titration qui neutralise les anions (Stumm et Morgan, 1970). L'alcalinité d'une solution peut donc être définie comme l'ensemble des espèces réactives, donc susceptibles d'accepter des protons (Bourrié, 1976) :

$$\text{Alcalinité} = 2CO_3^{2-} + HCO_3^- + OH^- - H^+ + 2S^{2-} + HS^- + H_3SiO_4^- + \dots \quad (\text{eq/l})$$

En combinant l'équation de neutralité électrique avec la définition de l'alcalinité, elle peut se définir aussi par le bilan des espèces majeures présentes en solution (Guillobez, 1989):

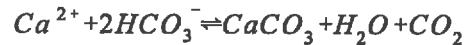
$$\text{Alcalinité} = 2Ca^{2+} + 2Mg^{2+} + K^+ + Na^+ - Cl^- - 2SO_4^{2-} + \dots (\text{eq/l})$$

Dans les eaux naturelles, l'alcalinité peut souvent être assimilée à la seule alcalinité carbonatée.

1.2.3. Concept d'alcalinité résiduelle

Lorsqu'une solution se concentre, la calcite est généralement le premier minéral à précipiter du fait de sa faible solubilité et de l'abondance relative du calcium et des carbonates

en solution :



Lorsque la solution se concentre par évaporation au point que la calcite précipite, deux cas peuvent se produire. Si les équivalents de calcium sont supérieurs à l'alcalinité carbonatée, la molalité en calcium augmentera et l'alcalinité diminuera ; si les équivalents en calcium sont inférieurs à l'alcalinité carbonatée, l'alcalinité augmentera et la molalité en calcium diminuera. La précipitation de calcite contribue à neutraliser une partie de l'alcalinité qui augmentera moins vite que la concentration de la solution.

Ce concept fut d'abord décrit par Eaton (1950), en terme de *Residual Sodium Carbonates* (RSC), puis repris en terme d'alcalinité résiduelle (Van Beek et van Breemen, 1973). L'alcalinité résiduelle calcite (ARC), ou alcalinité résiduelle appliquée à la précipitation de calcite, se définit comme la différence entre les équivalents de carbonates et ceux de calcium :

$$ARC = \text{Alcalinité carbonatée} - 2Ca^{2+} \text{ , (eq/l)}$$

Si l'alcalinité résiduelle calcite est positive, l'alcalinité augmente. Le processus d'alcalinisation qualifie l'évolution de la solution du sol par concentration dans un contexte à alcalinité résiduelle calcite positive. Lorsque l'ARC est négative, l'alcalinité diminue et la solution du sol se concentre à pH neutre. Cheverry (1974) et Servant (1986) parlent de "voie alcaline" de la salinisation et de "voie saline neutre". Vallès *et al.* (1991) ont montré que l'alcalinité résiduelle calcite est une grandeur algébrique conservative ; cette propriété a été vérifiée expérimentalement (Ribolzi *et al.*, 1993).

Lorsque la concentration se poursuit dans la voie alcaline, d'autres minéraux sont susceptibles de précipiter. Ainsi, la précipitation de silicates a été prise en compte pour la modélisation de l'évolution des molalités en silice et magnésium au cours de la concentration (Gac *et al.*, 1977 ; Guedarri, 1984 ; Vallès *et al.*, 1989). Lorsque les solutions sont pauvres en aluminium, les changements dans la solution du sol apparaissent contrôlés par l'aragonite et, la stevensite ou la sépiolite (Darragi et Tardy, 1987). En présence d'aluminium dissous, la formation de smectites est plus fréquente que celle de sépiolite (Jones, 1982). Pour les eaux alcalines fortement concentrées, le processus se poursuit par la précipitation de thénardite (Na₂SO₄). Si les équivalents de sulfate sont supérieurs aux équivalents de sodium, on évolue alors vers un faciès géochimique alcalin sulfaté ; dans le cas contraire, on évoluera vers un faciès géochimique alcalin carbonaté (Vallès *et al.*, 1991). Lorsque le pH atteint une valeur proche de

10, la matière organique est dissoute et passe en solution. Ce phénomène conduit à l'apparition d'un *salant noir*. Il correspond à une dissociation de la matière organique et des argiles qui doit être considérée comme la phase ultime et particulièrement grave de la dégradation des sols par alcalinisation.

Le concept d'alcalinité résiduelle a été étendu à la précipitation successive de plusieurs minéraux : Concept d'alcalinité résiduelle généralisée (Al Droubi, 1976,1980). Elle est calculée en soustrayant de l'alcalinité les équivalents de cations et en ajoutant les équivalents d'anions qui participent aux précipitations (Gonzalez-Barrios, 1992).

1.2.4. Alcalinisation et sodisation

Lorsque la solution du sol se concentre dans un contexte à alcalinité résiduelle positive, les molalités en calcium, mais aussi en magnésium sont contrôlées par la précipitation de calcite et de minéraux argileux. Il en découle une augmentation continue de la proportion de sodium dans la solution du sol qui facilite son adsorption sur le complexe d'échange. La sodisation d'un sol qualifie l'augmentation de la proportion de sodium sur le complexe d'échange; elle est étroitement liée au mécanisme d'alcalinisation.

La sodicité d'une eau est la propriété de cette eau à modifier le pourcentage de sodium sur le complexe d'échange cationique (ESP : *Exchangeable Sodium Percentage*). Les relations entre la composition de la solution du sol et des cations adsorbés ont été étudiées par de nombreux auteurs. Parmi les différentes formules proposées, celle de Gapon (1933) est la plus couramment utilisée du fait de sa simplicité, bien qu'elle soit une des plus criticables. Rhoades (1954), utilisant la convention de Gapon, a montré que le taux de sodium échangeable était lié à la composition de la solution du sol en fonction du SAR (*Sodium Adsorption Ratio*) suivant l'expression suivante :

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\left(\frac{Ca+Mg}{2}\right)}}$$

De nombreux auteurs ont tenté d'établir une relation entre ESP et SAR, à la suite de la formule proposée par l'USSL (1954) :

$$ESP = 100 \frac{0.0147SAR - 0.0126}{1 + (0.0147SAR - 0.0126)}$$

Certains travaux ont montré que ces relations n'étaient pas fiables (Dosso, 1980). Si le SAR ne permet pas de connaître précisément la composition du complexe d'échange, il peut rendre de grands services dans la mesure où l'ESP et le SAR augmentent conjointement (Reeve et Bower, 1960). Le SAR est aussi couramment utilisé comme critère, en relation avec la quantité de sels dissous, pour apprécier la qualité des eaux d'irrigation vis à vis des risques de salinisation ou de sodisation (USSL, 1954).

Lorsque l'alcalinité résiduelle calcite est positive, la concentration de la solution du sol conduit à une augmentation de l'alcalinité et une diminution de la molalité en calcium suite à la précipitation de la calcite. C'est le mécanisme d'alcalinisation. Alors que la molalité en calcium décroît en solution, la molalité en sodium et le SAR continuent d'augmenter. Ces conditions favorisent la fixation de sodium sur le complexe adsorbant (sodisation) et la dégradation des propriétés physiques des sols (alcalisation). On parlera alors de *sols à alcali*.

1.3. Conséquences sur les propriétés chimiques des sols

1.3.1. Influence de la salure

La teneur en sels solubles (ou charge totale dissoute : CTD) est couramment appréciée par la mesure de la conductivité électrique (CE) sur un échantillon de sol: extrait de pâte saturée, extrait au 1/5 ou au 1/10. La mesure de la CE est une méthode simple, rapide et reproductible (Richards, 1954). Elle est exprimée en millimhos ou millisiemens par centimètre (mmhos/cm ou mS/cm) ou decisiemens par mètre (dS/m) et est supposée proportionnelle à la somme des ions et à la pression osmotique. On considère qu'un sol est salé lorsque sa conductivité électrique mesurée sur un extrait de pâte saturée est supérieure à 4 mS/cm. Si cette limite correspond effectivement à un changement de végétation dans les conditions naturelles, elle doit être fortement modulée en fonction des espèces et de leur stade de développement. Ainsi on pourra considérer (Maas, 1984) :

- Un seuil de 2 mS/cm pour les espèces les plus sensibles (cultures maraîchères et fruitières,...);
- Un seuil de 4 mS/cm pour la plupart des espèces;
- Un seuil de 6 à 8 mS/cm pour les variétés les plus résistantes (Betterave à sucre, coton, orge, palmier dattier,...);
- Au-delà de 16 mS/cm seules des espèces très spécialisées, qualifiées d'halomorphes ou halophiles, parviennent à se développer.

La sensibilité des cultures à la salure des sols est liée à différents phénomènes :

- Une augmentation de la *pression osmotique* provoquant une diminution du potentiel de l'eau du sol dont l'absorption par les plantes devient de plus en plus difficile. On parlera de *sécheresse physiologique*.
- L'apparition de phénomènes de *toxicité* en chlore, sodium et bore essentiellement (Maas, 1984). Dans le cas du sodium, la notion de toxicité est difficile à définir dans la mesure où des teneurs importantes de sodium en solution sont souvent associées à une augmentation du pH, une dégradation de la structure et l'apparition de phénomènes de réduction et d'asphyxie. Enfin, il existe un antagonisme entre l'absorption du sodium et du potassium dont la carence peut aussi être à l'origine des symptômes observés.
- Un ralentissement de l'*activité biologique* : diminution de la nitrification et de la production de CO_2 ; prédominance des composées organiques solubles par rapport aux composés humiques polycondensés (Gallali, 1980).

Les sols à alcali sont généralement peu salés et la dégradation de leurs propriétés physico-chimiques est essentiellement liée à une augmentation de l'alcalinité et du pH, et une dégradation des propriétés physiques par sodisation.

1.3.2. Influence du pH

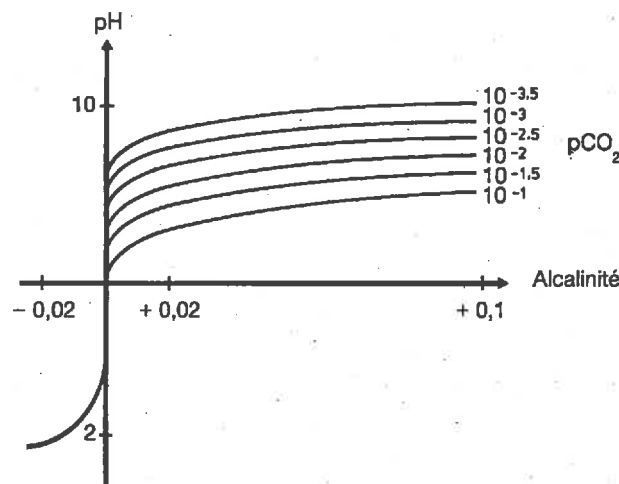


Figure 2: Variations du pH en fonction de l'alcalinité pour différentes valeurs de pression en CO_2 (d'après Guillobez, 1989).

Lors du processus d'alcalinisation, l'alcalinité est positive et peut être assimilée dans la grande majorité des cas à la seule alcalinité carbonatée. Il en découle un lien très étroit entre le pH, l'alcalinité et la pression partielle en gaz carbonique (Bourrié, 1976; Guillobez, 1989) représenté graphiquement dans la figure 2.

La $p\text{CO}_2$ est susceptible de varier dans une gamme de valeurs étendue (Sposito, 1981):

- De $10^{-3.5}$, en équilibre avec l'atmosphère;

- Jusqu'à 10^{-1} dans certains milieux fermés où la diffusion des gaz vers l'atmosphère se fait mal;

- Dans les sols, cette valeur est souvent considérée comme proche de 10^{-2} .

La $p\text{CO}_2$ doit donc être considérée, au même titre que l'alcalinité, comme un déterminant essentiel des propriétés chimiques des sols alcalins. Par ailleurs, le pH mesuré au laboratoire en équilibre avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique n'est qu'une estimation de l'alcalinité sans rapport avec le pH *in situ* qui est donc systématiquement surestimé.

Le pH optimal d'un sol se situe entre 6 et 7. Au-delà de ces valeurs, apparaissent des problèmes de disponibilité de certains éléments fertilisants ou des toxicités. Lorsque le pH est élevé, de nombreuses carences sont susceptibles d'apparaître. Elles sont liées à (Morel, 1989):

- La volatilisation de l'azote sous forme ammoniacale. Elle devient de plus en plus importante à mesure que le pH s'accroît;

- L'évolution des phosphates calciques vers des formes moins solubles : phosphates octocalciques, apatites,...;

- La diminution de la solubilité d'oxydes ou d'hydroxydes de nombreux oligo-éléments (fer, cuivre, zinc, bore, manganèse). Néanmoins, lorsque l'augmentation du pH est associée à l'apparition de conditions réductrices dans les sols à alcali, le phénomène s'accompagne de l'apparition de formes réduites de ces éléments beaucoup plus solubles. Dans ces conditions, la carence en Zinc, dont il n'existe pas de forme réduite, est la plus courante (Mehrotra *et al.*, 1985).

La dégradation des propriétés chimiques des sols par alcalinisation apparaît liée, non pas à une augmentation de la salure et des problèmes de toxicité, mais à l'apparition de déséquilibres chimiques liés à l'augmentation du pH. De nombreuses carences sont susceptibles d'apparaître; elles concernent principalement l'azote, le phosphore et les oligo-éléments (principalement le zinc).

1.4. Conséquences sur les propriétés physiques des sols.

1.4.1. Propriétés des minéraux argileux

Les propriétés des minéraux argileux apparaissent comme la conséquence de trois traits caractéristiques (Morel, 1989) :

- La structure des minéraux argileux, organisés en feuillets et espaces inter foliaires de dimension variable, leur confère une très grande surface spécifique et la possibilité d'insertion dans les espaces inter foliaires d'ions minéraux et d'eau en quantité parfois très importante (hydratation des smectites).

- La présence d'un déficit de charge positive, soit en bordure, soit à l'extrémité des feuillets,

induit la possibilité d'une fixation et d'échanges de cations, et leur confère des propriétés de floculation et de dispersion fondamentales pour l'organisation structurale des sols.

- C'est enfin la petite taille des particules qui permet à ces autres propriétés de s'exprimer dans toutes leurs conséquences.

L'existence de charges négatives en surface de ces minéraux conduit à une adsorption des cations et une répulsion des anions au sein de la zone d'influence de la particule argileuse, appelée *couche diffuse*. Ce phénomène a été traité mathématiquement par Gouy (1910) et Chapman (1913). Avec l'éloignement de la particule argileuse, le nombre d'ions positifs et négatifs tend vers un équilibre électrique qui correspond à la concentration de la zone non perturbée; cette valeur est atteinte à la limite de la couche diffuse. Dans la couche diffuse, et d'autant plus que l'on s'approche de la surface des particules, il existe un excès d'ions positifs et un déficit d'ions négatifs. Mais seule une partie des ions de la couche diffuse est véritablement liée à la particule par un potentiel élevé. Cet ensemble, appelé *couche de Stern*, adhère à la particule argileuse. Sa surface demeure négative, malgré un excès d'ions positifs; il est notamment susceptible de se déplacer dans un champ électrique (électrophorèse).

On distingue principalement deux types de forces appliquées aux particules argileuses en suspension :

- Des forces de répulsion de caractère coulombien. Elles sont dues à la répulsion mutuelle permanente de particules chargées négativement. Elles diminuent à mesure que la couche diffuse se contracte;
- Des forces d'attraction de Van der Waals. Elles représentent la somme de toutes les énergies d'attraction entre chaque atome d'une particule et chaque atome d'une particule voisine. Lorsque l'épaisseur de la couche diffuse diminue de sorte que les forces d'attraction de Van der Waals appliquées aux argiles deviennent supérieures aux forces de répulsion, la floculation des argiles est alors favorisée.

L'épaisseur de la couche diffuse est influencée par différents phénomènes :

- L'augmentation de la concentration de la solution entraîne une diminution de l'épaisseur de la couche diffuse et une floculation plus rapide des argiles;
- L'épaisseur de la couche diffuse est d'autant plus faible que la valence des cations est élevée. L'hydrogène fait toutefois exception et se comporte comme un ion trivalent. En fait le phénomène est lié au rapport entre le nombre de charges et le volume de l'ion hydraté. Par ordre de capacité de floculation croissante, les principaux ions se classent de la façon suivante :



Ainsi, le bilan de ces forces d'attraction et de répulsion (fig.3) fait apparaître un seuil :

- Lorsque la concentration de la solution est forte (et/ou les ions floculant sont de valence

élevée), l'épaisseur de la couche diffuse et la force de répulsion des particules diminuent. Les particules argileuses flocculent.

- Lorsque la concentration de la solution est faible (et/ou les ions flocculant sont de valence faible), l'épaisseur de la couche diffuse et la force de répulsion augmentent. Les particules argileuses se dispersent.

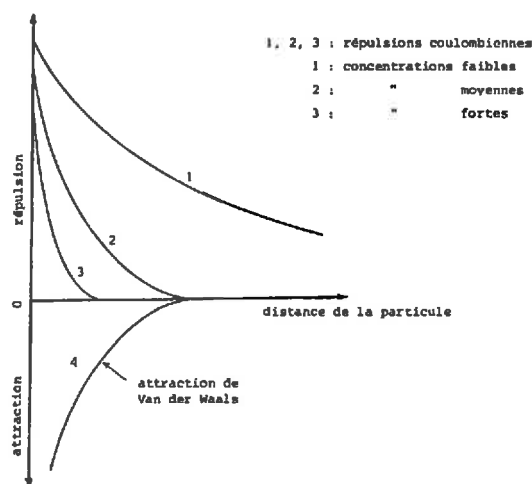


Figure 3: Energies de répulsion et d'attraction au voisinage d'une particule chargée en suspension. 1,2,3: répulsion coulombienne (1: concentrations faibles (dispersion); 2: concentrations moyennes (limite); 3: concentrations fortes; flocculation), 4: attraction de Van der Waals (d'après Morel, 1989)

Un seuil critique de flocculation a été défini comme la concentration limite de la solution permettant d'assurer la flocculation d'une suspension argileuse. Lorsque les minéraux argileux sont saturés en Ca^{2+} , le seuil de flocculation est bas, proche de $0.25 \text{ moles.m}^{-3}$ (Van Olphen, 1977; Greene *et al.*, 1978; Oster *et al.*, 1980). Lorsque les argiles sont saturées en Na^+ , ce seuil atteint 12 à 16 moles.m^{-3} pour les montmorillonites (Van Olphen, 1977; Oster *et al.*, 1980); 40 à 55 moles.m^{-3} pour les illites (El-Swaify, 1976; Oster *et al.*, 1980). Si le seuil de flocculation évolue généralement linéairement avec le taux de sodium échangeable (Quirk, 1978), Olster *et al.* (1980) observent une augmentation rapide du seuil critique de flocculation des montmorillonites pour des proportions de sodium échangeable inférieure à 20%. Ce phénomène peut être expliqué par le *demixing* des ions Na^+ et Ca^{2+} dans les montmorillonites (Shainberg et Otoh, 1968) où Ca^{2+} se situe préférentiellement dans la zone inter feuillet et Na^+ sur la surface externe des particules.

Les propriétés des argiles sont aussi fortement liées à leur capacité de gonflement qui paraît relever de deux causes :

- La répulsion entre les particules et la nature des ions fixés qui vont influencer dans le même ordre à la fois la stabilité et le gonflement des particules argileuses.

- L'hydratation des espaces inter foliaires, qui peut en accroître les dimensions. En fonction de la nature des argiles, la capacité de gonflement décroissante suivante est généralement observée:

Vermiculite > Montmorillonite > Beidellite > illite > kaolinite

1.4.2. Dégradation des propriétés physiques des sols par sodisation

Dès 1907 (Hilgard, 1907), le sodium fut identifié comme une cause de la dégradation des propriétés physiques des sols. Lorsque le sodium est présent en quantité sur le complexe d'échange du sol, il lui confère des propriétés particulièrement défavorables: les argiles tendent à se disperser; l'organisation structurale du sol devient instable et se dégrade. Le sol devient compact, sa densité apparente augmente tandis que la porosité et la perméabilité diminuent. La diffusion des gaz est ralentie, favorisant des phénomènes de réduction. Le seuil de sodisation critique dépend de la concentration de la solution et de la nature des minéraux argileux:

- Shainberg *et al.* (1981) ont montré que le lessivage avec de l'eau de pluie d'un sol ayant un ESP de 5% pouvait conduire à une dégradation des propriétés physiques tandis qu'avec une eau plus concentrée (0.3dS/m), un ESP supérieur à 15% était nécessaire pour observer une diminution de la conductivité hydraulique. Certains auteurs rapportent des effets importants d'un taux modéré de sodium échangeable sur la conductivité hydraulique (Frenkel *et al.*, 1978; Pupisky et Shainberg, 1979) ou la vitesse d'infiltration (Oster et Schoer, 1979). McIntyre (1979) et Shainberg *et al.* (1981) s'accordent pour estimer qu'un seuil de 5% doit être considéré si l'irrigation est conduite avec de l'eau douce de bonne qualité.
- Pour les sols contenant une forte proportion de smectites, comme les montmorillonites, Richards (1954) propose un seuil de 13% pour la défloculation des argiles, tandis que pour les sols contenant une forte proportion d'argiles non gonflantes, comme les illites, une valeur proche de 5% apparaît plus appropriée. Oster et Shainberg (1981) notent que les sols illitiques sont plus facilement dispersés que les sols montmorillonitiques. Goldberg et Forster (1990) concluent que la proportion d'illite joue un rôle dominant dans le comportement dispersif des sols. Précédemment, McNeal et Coleman (1966) avaient conclu que la diminution de la perméabilité était très prononcée pour les sols contenant une importante proportion de Montmorillonite alors que les sols riches en kaolinites et sesquioxydes étaient peu sensibles aux variations de la composition de la solution du sol.

Si la plupart des auteurs s'accordent sur l'existence d'un seuil pour la dégradation des propriétés physiques par sodisation, d'autres ont établi des relations décrivant une diminution de la perméabilité des sols en fonction de valeurs croissantes de l'ESP, et son augmentation en fonction de la concentration de la solution du sol (McNeal, 1968; Oster et Schroer, 1979).

Par analogie au comportement des suspensions d'argile, certains auteurs attribuent la dégradation des sols: à la dispersion des argiles et à un blocage de la macro-porosité (Frenkel *et al.*, 1978; Felhendler *et al.*, 1974; Pupisky et Shainberg, 1979; Shainberg *et al.*, 1981); d'autres, à la réduction de la macro-porosité à une fracture des agrégats (*slaking*) (Abu-Sharar *et al.*, 1987); d'autres encore, au gonflement des particules argileuses (Kamphorst, 1988; Shainberg *et al.*, 1971).

Ces études montrent une différence entre le comportement des minéraux argileux et le déterminisme de la structure d'un sol *in situ*. Ainsi une distinction semble devoir être établie entre l'existence d'un seuil de sodisation correspondant à la dispersion des particules argileuses et l'impact de la sodisation sur les propriétés physiques du sol. Pour les sols riches en smectites, la dégradation des propriétés physiques par sodisation serait à la fois plus tardive, due à une plus grande stabilité des particules argileuses, et plus grave quant à ses conséquences sur les propriétés physiques des sols, vraisemblablement liées à leur capacité de gonflement.

Ces phénomènes dépendent d'un certain nombre de processus physiques, chimiques, biologiques et de multiples interactions qui n'ont pas pu encore être élucidés; les résultats sont souvent spécifiques et nécessitent un approfondissement de ces recherches (Gaston et Selim, 1990). Il n'existe donc pas de méthode générale permettant de prévoir l'impact de la sodisation sur les propriétés physiques des sols qui devront être déterminées *in situ*.

1.5. Prévention et réhabilitation des sols salsodiques

1.5.1. Lessivage

La quantité d'eau nécessaire pour assurer la désalinisation d'un sol dépend de la profondeur du sol, du niveau de salinité initial, du type de sels présents et des caractéristiques du sol comme sa texture, sa structure ou sa perméabilité (Rhoades, 1982). Jury *et al.* (1979) proposent que l'efficacité du lessivage soit approchée par la formule empirique suivante:

$$\left(\frac{C}{C_0}\right)\left(\frac{d_w}{d_s}\right)=K$$

, où C est la concentration de l'éluant, C₀ la concentration initiale de la solution du sol, d_w est la hauteur d'eau appliquée pour une profondeur de sol d_s. L'apport d'une quantité d'eau équivalente à la profondeur du sol conduit généralement à une réduction de la salinité de 70 à 80%

(Hoffman,1980; Jury *et al.*,1979; Bresler *et al.*,1982). L'efficacité du lessivage peut aussi être améliorée par un lessivage intermittent (Miller *et al.*,1965) ou l'aspersion (Nielsen *et al.*,1966). Ces modalités permettent d'éviter une percolation rapide peu efficace et de réduire les quantités d'eau nécessaires pour un lessivage équivalent (Oster *et al.*,1972). De nombreuses méthodes plus ou moins empiriques ont été élaborées pour déterminer les quantités d'eau nécessaires au lessivage (Vallès *et al.*,1980). D'un point de vue pratique, une fraction de lessivage de 0.1 représente un seuil en deçà duquel l'existence d'un lessivage ne peut être garantie en raison de l'imprécision des différents facteurs intervenant dans le calcul des doses d'irrigation; et 0.3, un seuil au-delà duquel la rentabilité de l'irrigation devient aléatoire (Bresler *et al.*,1982). Lorsque la nappe permet d'évacuer sans difficulté les eaux de lessivage, le drainage n'est pas nécessaire (Bouteyre,1986). Lorsque le drainage naturel est très faible de sorte que les eaux de nappe se concentrent fortement, le recours au drainage est inévitable (Gupta et Abrol,1990).

Mais des quantités d'eaux plus importantes sont nécessaires quand des sels précipités sont présents dans le sol (McMullin,1984). Dans d'autres circonstances, c'est davantage la faible perméabilité du sol qui limite les possibilités de lessivage (Karker et Mikalson,1990). Reeve et Bower (1960) proposent d'utiliser des eaux salées contenant des cations divalents avec une dilution progressive pour améliorer la perméabilité du sol et l'efficacité du lessivage des sols sodiques. Des tentatives de réhabilitation des sols à alcali par des labours profonds et du sous-solage ont montré une faible efficacité sur la désodisation des sols même si leur conductivité hydraulique a augmenté (Lavado et Cairns, 1980; Bole, 1986). En Afrique noire, la mise en valeur des sols à alcali en faisant intervenir défoncement, sous-solage et lessivage sans apport d'amendements, n'a abouti qu'à des échecs ou de faibles résultats (Bertrand, 1981).

Si le lessivage demeure nécessaire pour assurer l'évacuation des sels, son efficacité peut être sensiblement améliorée par différentes techniques associées. La réhabilitation des sols à alcali peut emprunter trois voies distinctes influençant les équilibres entre le calcium et l'alcalinité carbonatée et permettant, par voie de conséquence, une désorption de sodium du complexe adsorbant:

- Des apports de calcium permettant d'accroître la molalité en calcium et sa fixation sur le complexe d'échange;
- Des amendements acides permettant de réduire l'alcalinité, de dissoudre la calcite et d'accroître la molalité en calcium...
- Une augmentation de la pCO_2 permettant d'accroître la solubilité de la calcite et l'efficacité du lessivage.

1.5.2. Amendements calciques

Le gypse est l'amendement le plus couramment testé pour améliorer les propriétés des sols sodiques. Différents travaux (Quirk et Schofield,1955; Scotter et Loveday, 1966; Chaudry et Workentin,1968; Scotter,1985; Frenkel *et al.*,1989;Cook, 1994) ont montré une bonne efficacité du gypse pour réduire la quantité de sodium échangeable et empêcher la dispersion des argiles lors du lessivage; il entraîne une amélioration de la structure et une augmentation de la conductivité hydraulique. Différents tests et critères ont été établis afin d'apprécier l'efficacité attendue du gypsage et les doses d'amendements nécessaires en fonction des caractéristiques initiales du sol (Richards,1954; Loveday, 1974).

Mais les applications de gypse recommandées ont pu se montrer totalement inefficace quand elles n'étaient pas associées à un lessivage (Armstrong et Tanton,1992). Dans d'autres travaux, son effet décline très rapidement après quelques saisons de culture (Loveday,1976). Certains auteurs ont évoqué l'effet d'une augmentation temporaire de la concentration en électrolyte (Davidson et Quirk,1961) car sa dissociation est rapide malgré une solubilité limitée. Une faible efficacité du gypsage en terme de désodisation a aussi été mise en évidence. Ainsi Sharma (1971) n'observe qu'une désodisation sur les 15 premiers centimètres du profil malgré un apport de 15 t/ha. Si dans d'autres circonstances une désodisation est observée jusqu'à 30 cm de profondeur; elle est associée à une sodisation du sol au-delà de 60 cm de profondeur (Loveday,1976). Cette faible efficacité est liée au fait que seule une partie du calcium apporté se retrouve en position échangeable et que le gypsage s'accompagne aussi d'une importante désorption de magnésium sans aucun bénéfice (Emerson,1984). L'efficacité du gypsage n'est généralement que de 20 à 30% des résultats attendus (Loveday,1976; Armstrong et Tanton,1992).

Le phosphogypse, produit résiduel de l'acidification à l'acide sulfurique des phosphates naturels, est un amendement plus efficace (Mehta et Yadav,1977). Keren et Shainberg (1981) montrent que son taux de dissolution est supérieur à celui du gypse, dû à la plus petite taille des particules. Son efficacité apparaît généralement légèrement supérieure à celle du gypse (Armstrong et Tanton,1992). Elle s'accroît quand le taux de lessivage augmente (Sandu et Rauta, 1973). L'application de CaCl_2 , beaucoup plus soluble que les précédents amendements, permet d'obtenir de bons résultats (Shainberg *et al.*,1982). Mais son coût élevé limite son utilisation. De la même manière l'efficacité du gypse s'améliore s'il est apporté sous forme dissoute au moment du lessivage (Armstrong et Tanton,1992). Mais si l'apport d'un amendement en surface est moins efficient en terme de désodisation, il permet de prévenir la dégradation superficielle de la structure et de maintenir la vitesse d'infiltration des sols irrigués (Agassi *et al.*,1981; Kazman *et al.*,1983; Miller,1987).

1.5.3. Amendements acides

L'acide sulfurique a une action rapide liée à une neutralisation de l'alcalinité, une dissolution de la calcite et une augmentation de la molalité en calcium qui se fixe sur le complexe d'échange (Miyamoto *et al.*, 1975; Yahia *et al.*, 1975). Il est utilisé en Arménie et en Californie pour la récupération de sols à alcali (Pizzaro, 1976; Sahakian, communication personnelle) où il a démontré une efficacité remarquable. Il peut aussi être associé à d'autres types d'amendements dont il accroît l'efficacité (Prater *et al.*, 1978). Mais il se heurte à d'importantes difficultés d'utilisation et d'autres types d'amendement ont pu lui être préférés.

L'apport de soufre sous forme pulvérulente conduit par oxydation microbienne (*Thiobacillus spp.*) et hydratation à la production d'acide sulfurique dans le sol et une amélioration des sols à alcali (Abo-rady *et al.*, 1988). Mais l'oxydation du soufre est très lente (Wainwright, 1984) et *Thiobacillus* est souvent apporté avec le soufre pour en accroître l'efficacité (Rupela et Tauro, 1973; McCready et Krouse, 1982). La pyrite, conduisant par oxydation des sulfures à la production d'acide sulfurique, a pu être utilisée pour l'amélioration des sols à alcali (Mehta, 1985). L'apport de sulfate de fer ou d'aluminium aboutit aussi par hydrolyse rapide à la formation d'acide sulfurique et d'oxyde de fer et d'aluminium susceptible de se complexer avec les particules argileuses, la matière organique ou différents anions et d'accroître ainsi la stabilité de la matrice solide. Des sous-produits acides de différentes natures peuvent aussi être utilisés comme par exemple le petit-lait, sous produit de la fabrication de fromages (Lehrsch *et al.*, 1993).

1.5.4. Influence de la matière organique

La matière organique joue aussi un rôle important dans l'agrégation des sols. Tout d'abord, l'effet dispersant du sodium est limité par la cimentation des particules d'une manière qui reste très controversée: pour les uns, ce sont les hydrates de carbone comme les polysaccharides qui agissent (Allison, 1968; Cheschire *et al.*, 1983); pour les autres, c'est la population fongique qui cimente les particules par l'action mécanique de ses hyphes (Metzger *et al.*, 1987); la contribution des acides humiques et fulviques (Fortun *et al.*, 1989) ou l'action des exsudats racinaires (Pojasak et Kay, 1990) ont aussi été citées. Par ailleurs, la matière organique accroît la capacité d'échange cationique et favorise l'adsorption des cations bivalents par rapport au sodium (Wiklander, 1964). Néanmoins, il n'y a pas un total accord de tous les auteurs sur ce phénomène dans les sols calcaires (Gupta *et al.*, 1984). Dans ces circonstances, la production de CO₂ peut favoriser la dissolution de la calcite et la fixation de calcium sur le complexe adsorbant (Robbins, 1985). La matière organique a, en général, un effet favorable sur les sols; son influence spécifique sur les sols salés ou sodiques nécessite des investigations

complémentaires (Gupta et Abrol, 1990)

1.5.5. Influence des cultures

Différentes cultures ont été citées comme susceptibles d'améliorer la lixiviation du sodium et des sels (Robbins, 1986). Au-delà des cultures, des rotations adaptées sont essentielles pour poursuivre l'amélioration des propriétés des sols salés et sodiques (Yadav, 1975). L'effet des cultures sur l'amélioration des sols n'est pas bien élucidé mais apparaît relié à: (i) l'action physique des racines, (ii) l'addition de matière organique, (iii) une augmentation de la dissolution de la calcite, (iv) les prélèvements de sels par les cultures (Hoffman, 1986). Plusieurs chercheurs ont montré une amélioration de la structure sous graminées fourragères (Wilson et Browning, 1945; Page et Williard, 1946; Skidmore *et al.*, 1975; Robbins et Gavlak, 1989). A l'inverse, une dégradation de la structure est susceptible d'apparaître sous certaines cultures telles que: le blé, l'orge (Low, 1972), le soja ou le maïs (Wilson et Browning, 1945). Ces différences ont généralement été attribuées à l'enracinement et à l'activité microbienne. Reid et Goss (1981) avancent que la différence de stabilité des agrégats entre les cultures résulte d'enracinements différents, notamment la proportion de racines latérales alors que la libération de matière organique intervient principalement près de leurs extrémités. Robbins (1986) rapporte qu'une culture hybride de *sorgho-sudan-grass* produit une augmentation importante de la pCO_2 du sol et améliore l'efficacité du lessivage de Na par rapport à d'autres cultures et amendements. Il conclut que le CO_2 produit par les racines semble être lié à la croissance de la partie aérienne; les irrigations et le lessivage doivent être accentuées pendant les périodes de croissance vigoureuse pour tirer partie de l'augmentation de la solubilité de la calcite. Dans le même contexte, Rhoades *et al.* (1973) ont montré que les eaux de drainage étaient plus concentrées et que la solubilité de la chaux était plus élevée quand la croissance de la luzerne était rapide.

Le lessivage est indispensable à la prévention et à la réhabilitation des sols salsodiques. Mais la faible perméabilité des sols à alcali en réduit sensiblement l'efficacité et différentes techniques de nature physiques, chimiques ou biologiques lui sont généralement associées. Des améliorations de la productivité des sols et de leurs propriétés ont pu être rapportées dans différentes situations, mais elles se limitent le plus souvent à une bonification des seuls horizons superficiels. Si la réhabilitation complète de sols à alcali a pu être réalisée en Arménie sur une surface significative de plusieurs milliers d'hectares, elle a nécessité d'importants travaux: drainage, sous-solage, amendements d'acide sulfurique, de sulfate de fer et lessivage, dont la rentabilité reste douteuse.

2. Modélisation des processus physico-chimiques

Les phénomènes d'alcalinisation des sols sont sous l'étroite dépendance:

- De processus physiques de transport de l'eau et des sels dans le système sol-plante-atmosphère, susceptibles d'induire une concentration (ou une dilution) de la solution du sol; et
- De processus géochimiques d'interaction de la solution du sol avec la matrice solide susceptibles d'influencer les équilibres chimiques au sein de la solution du sol.

Dans ce chapitre, les bases conceptuelles de la modélisation des processus physiques, chimiques et de leur couplage seront présentées.

2.1. Modélisation des transferts de solutés

Les mouvements des solutés dans un milieu poreux sont non seulement liés aux mouvements de l'eau, décrits par l'équation de Richards (1931), mais aussi à différents phénomènes de dispersion et aux interactions des solutés avec la matrice solide. Seuls les phénomènes dispersifs et les interactions de nature physique par diffusion des solutés entre les agrégats et les zones de circulation préférentielle seront traités dans ce paragraphe. Les interactions de nature chimiques seront développées dans les deux paragraphes suivants bien qu'elles soient souvent prises en compte par différentes fonctions empiriques dans les modèles de transfert de solutés. Sauf précision contraire, les solutés seront donc supposés non réactifs dans ce paragraphe. De plus, seuls les écoulements unidimensionnels et verticaux seront considérés.

2.1.1. Modèle global de transfert de solutés

2.1.1.1. Principes généraux

Les modèles globaux de transferts de solutés ne prennent en compte que l'écoulement d'une phase d'eau mobile. Toute l'eau est supposée participer au transport des solutés qui est décrit par l'équation de convection dispersion:

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D(\theta, v) \frac{\partial C}{\partial z} - v \theta C \right]$$

où θ est la teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$)

c est la concentration du soluté ($\text{moles} \cdot \text{m}^{-3}$)

t est le temps (s)

z est la profondeur (m)

v est la vitesse ou vitesse d'écoulement interstitiel ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Elle est définie comme le rapport entre le flux de Darcy (q en $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) et la teneur en eau volumique (θ): $v = q / \theta$

$D(\theta, v)$ est le coefficient de dispersion apparent ($m^2 \cdot s^{-1}$)

Le terme du premier ordre est la part convective du transfert. Il traduit un écoulement par refoulement ("effet piston") sans que les solutions ne se mélangent. Le transfert est alors proportionnel à la vitesse d'écoulement de l'eau en milieu non saturé. Le terme du second ordre est la part dispersive du transfert de soluté.

2.1.1.2. Dispersion

Le coefficient de dispersion apparent [$D(\theta, v)$] rend compte à la fois de la diffusion moléculaire et de la dispersion hydrodynamique.

La diffusion moléculaire (D_0) est due à l'agitation des particules qui tend à homogénéiser la solution du sol. Ce phénomène est dominant pour les faibles vitesses d'écoulement, puis devient vite négligeable par rapport à la dispersion hydrodynamique. Mais, même aux vitesses d'écoulement élevées, la diffusion intervient en permettant la circulation des solutés dans les zones ne participant pas à l'écoulement (Hayot, 1992).

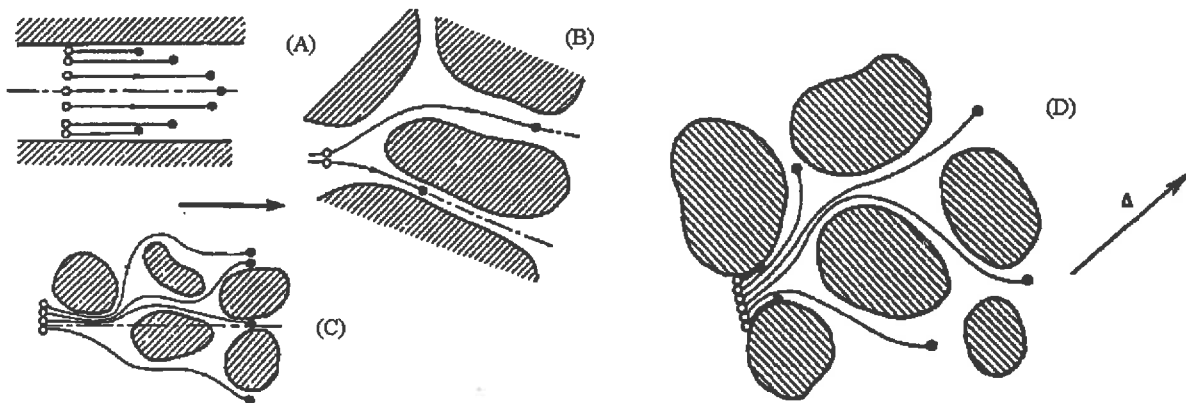


Figure 4: Les composantes de la dispersion hydrodynamique. (A): variations de la vitesse dans un tube de courant. (B): variations de la vitesse entre deux tubes adjacents. (C): variations de l'orientation des lignes de courant par rapport à la direction principale de l'écoulement. (D): Aspect général de la dispersion hydrodynamique. (Tiré de Hayot, 1992, d'après Fried et Combarous, 1971)

La dispersion hydrodynamique est due à toute une série de phénomènes perturbant la vitesse et la direction de l'écoulement de l'eau par rapport à la vitesse moyenne de l'écoulement de la solution du sol (fig.4) : variations du diamètre des pores ; tortuosité de l'écoulement entre les agrégats ; variations de la vitesse d'écoulement au sein d'un pore due au frottement; variations de la vitesse entre capillaires adjacents,...

De nombreuses formulations du coefficient de dispersion apparent ont été obtenues

expérimentalement en fonction de la vitesse d'écoulement interstitiel (v) et du diamètre des particules (d). D'un point de vue théorique, les différents phénomènes de dispersion ont été pris en compte par Roux *et al.* (1986) qui mettent en évidence la non-linéarité du coefficient de dispersion avec la vitesse.

Même s'il est admis que la dispersion hydrodynamique n'est pas proportionnelle à la vitesse d'écoulement, ce type de formulation est le plus souvent utilisé dans les modèles (Fried, 1975) :

$$D_a = \alpha_L v$$

Ce coefficient de dispersivité ($\alpha_L = \beta d$) a la dimension d'une longueur. Il est généralement considéré du même ordre de grandeur que le diamètre moyen d (m) des agrégats du sol (Fried et Combarous, 1971 ; Beau, 1972). On peut aussi accéder expérimentalement à la valeur de la dispersion dans un milieu homogène par ajustement de ce coefficient permettant de rendre compte des courbes d'élution observées sur monolithe de sol (Schnabel et Ritchie, 1987). Une large gamme de valeur de dispersivité (α_L) a pu être obtenue au cours de différentes expérimentations: de 0.008 cm (Sugita et Gillham, 1993) à 2 cm (Richter, 1987), voire plusieurs mètres dans les aquifères.

2.1.1.3. Limite du modèle global

A la saturation dans un milieu poreux uniforme, les courbes d'élution sont souvent en accord avec la théorie. Cependant, dans les milieux naturels, on observe une forte hétérogénéité de la taille des pores. Elle est due à l'arrangement de particules de taille variée et à l'organisation structurale liée à différents phénomènes d'agrégation, de fissuration,....(Beven et Germann, 1982). Ainsi, dans les milieux hétérogènes ou en conditions non saturées, certaines insuffisances de ce modèle ont été mises en évidence (Seyfried et Rao, 1987) :

- Les courbes d'élution présentent une sortie précoce du soluté utilisé comme traceur. Le front de concentration apparaît avant l'apport d'un volume d'eau correspondant à la porosité totale ($V/V_p < 1$);
- Le profil de concentration est marqué par un retour très graduel à l'équilibre. Ce phénomène est désigné dans la littérature sous le terme de *tailing* ou "non équilibre physique" (fig. 5).

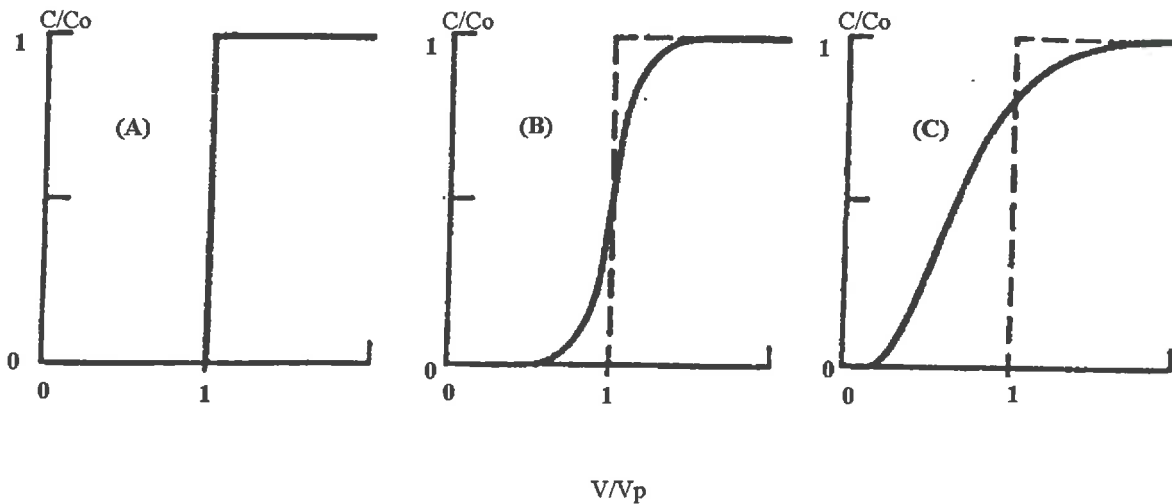


Figure 5. Courbes d'éluion théoriques: (A) transfert strictement convectif (effet piston); (B) effet de la dispersion en milieu homogène; (C) effet de la dispersion en milieu hétérogène (Tiré de Vallès et al., 1990)

De nombreux auteurs se sont consacrés à l'analyse de l'origine non gaussienne de la dispersion à travers différentes études expérimentales ou la modélisation des phénomènes intervenant dans la dispersion en milieu hétérogène. Ces modèles mettent en évidence des mécanismes de dispersion variés qui résultent de l'interaction complexe entre la diffusion moléculaire et le mélange convectif. Ces différents phénomènes ont été résumés par Hulin et Salin (1988). Ainsi, l'hypothèse du caractère gaussien de la dispersion n'est plus valide lorsque de grandes hétérogénéités d'écoulement existent ou lorsque le milieu présente des volumes morts ou des zones de recirculation dans lesquelles le temps de séjour du traceur est du même ordre de grandeur que le temps de séjour dans le milieu (Charlaix *et al.*, 1987).

2.1.1.4. Hypothèse d'équilibre local

Dans ce type de modèle, les phénomènes de sorption entre la matrice solide et la solution sont considérés comme instantanés. Ce modèle est alors qualifié de modèle de l'"Hypothèse d'Equilibre Local" (modèle HEL) ou de "*Local Equilibrium Assumption model*" (*LEA model*). Les proportions des éléments adsorbés par rapport aux éléments en solution sont généralement considérées comme proportionnelles à la concentration des solutés et décrites par une constante d'équilibre (k). Aucune interaction avec la matrice solide n'est décrite pour les éléments non adsorbés ($k=0$). Ce modèle s'exprime par l'introduction d'un terme retard (R) dans l'équation de convection dispersion à l'aide d'une seule équation aux dérivés partielles suivantes:

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [D(\theta, v) \frac{\partial C}{\partial z} - vC]$$

Où $R = \theta + \rho k$ est le terme retard ($m^3 \cdot m^{-3}$);
 ρ est la masse volumique apparente ($kg \cdot m^{-3}$); et:
 k est la constante d'équilibre ($kg^{-1} \cdot m^3$).

Les phénomènes de dispersion ont pu être reproduit dans une certaine limite par le modèle HEL et les différentes formulations de la dispersion apparente. Mais ceci n'a pu être obtenu qu'au moyen d'un calage de deux paramètres que sont la dispersion apparente et le terme de retard (R). D'ailleurs, Sposito *et al.* (1986) sont plutôt portés à conclure que cette approche génère un modèle mathématique possédant un nombre suffisant de paramètres pour décrire de telles courbes sigmoïdes.

En fait ce n'est pas tant la qualité des ajustements mais bien la signification physique des paramètres et leur relation avec les caractéristiques du milieu qui importent. Seules de telles relations peuvent permettre d'acquérir les paramètres indépendamment de procédures obligées d'ajustement à partir de données expérimentales obtenues sur milieu contrôlé. En effet, dans ces modèles, les paramètres D et R sont de purs paramètres de calage sans signification physique. Les valeurs élevées du coefficient de dispersion apparent obtenues sont le signe d'écoulement préférentiel qui ne peuvent être pris en compte dans le modèle HEL que par l'intermédiaire de ce coefficient. Dans le même temps, le facteur de retard est souvent trouvé inférieur à 1, indiquant une exclusion apparente du soluté. Le calage d'un second paramètre apparaît comme un moyen de compenser une mauvaise estimation de la dispersion. Le modèle HEL ne peut décrire correctement l'élution précoce du soluté en raison de l'hypothèse de base qui considère toute la phase aqueuse mobile.

2.1.1.5. Conditions limites du modèle global

Les conditions limites de validité du modèle global et de l'utilisation d'un coefficient de dispersion apparent ont été établies (Passioura et Rose, 1971 ; Rao *et al.*, 1980a ; Parker et Valocchi, 1986):

$$\frac{(1 - \phi) D_e L}{a^2 v} > 0.3$$

où: ϕ est le pourcentage de teneur en eau dans la région inter-agrégats (-);
 D_e est le coefficient de diffusion effectif ($m^2 \cdot s^{-1}$) (cf §2.1.2.2);
L est la longueur de la colonne de sol considérée (m); et:
a est le rayon des agrégats (m).

Il semble donc que la capacité du modèle global à reproduire les résultats expérimentaux soit effective pour des milieux constitués de petits agrégats et pour des vitesses d'écoulement

faibles. En dehors de ces conditions, une modélisation plus prédictive devra tenir compte de l'existence de deux classes d'eau.

2.1.2. Modèles de transfert à deux classes d'eau

2.1.2.1. Principes généraux et hypothèse de non équilibre-physique

Afin de mieux rendre compte des courbes d'élution observées, un autre type de modèle a été proposé. Il distingue:

- Une phase d'eau mobile où les transferts de solutés sont régis par l'équation de convection dispersion ;
- Une phase d'eau immobile où les transferts de solutés sont régis par le seul phénomène de diffusion.

Cela permet de rendre compte de l'élution précoce du soluté puisque seule une partie de l'eau participe à l'écoulement. Cette proportion pourra être déterminée en fonction du volume d'eau nécessaire à l'apparition du soluté. Cela permet aussi de rendre compte du retour graduel à l'équilibre de la courbe d'élution, lié à un équilibre tardif entre la phase mobile et la phase immobile au sein des agrégats. Cette situation est qualifiée de "non équilibre physique" (Nielsen *et al.*, 1986).

2.1.2.2. Diffusion

La loi de diffusion des solutés ou loi de Fick suppose que le flux de matière est proportionnel au gradient de concentration (∇C):

$$N = -\epsilon \frac{D_0}{\tau} \nabla C$$

où: D_0 est la diffusion moléculaire ($m^2 \cdot s^{-1}$);

ϵ est la porosité (-); et:

τ est la tortuosité (-).

Ce paramètre global de diffusion est appelé coefficient de diffusion effectif:

$$D_\epsilon = \epsilon \frac{D_0}{\tau}$$

La tortuosité au sein des agrégats est généralement plus importante que celle concernant l'écoulement de la phase mobile. Elle est liée de façon complexe à la géométrie du milieu et à la structure du réseau de pore: taille, forme, direction, interconnexions,....

2.1.2.3. Modèle du premier ordre

L'échange de solutés par diffusion entre les régions d'eau mobile et immobile est supposé proportionnel à la différence de concentration (Gaudet, 1978):

$$\theta_{im} \frac{\partial c_{im}}{\partial t} = \alpha (c_m - c_{im})$$

Alors le transport convectif dispersif, limité aux régions d'eau mobile, s'exprime:

$$\theta_m \frac{\partial c_m}{\partial t} + \alpha (c_m - c_{im}) = \theta_m D(\theta_m, v_m) \frac{\partial^2 c_m}{\partial z^2} - \theta_m v_m \frac{\partial c_m}{\partial z}$$

, où: m et im sont les indices se rapportant respectivement aux phases mobiles et immobiles;
 c , t et z sont la concentration (mol.m^{-3}), le temps (s) et la profondeur (m);
 α est le coefficient de transfert entre les 2 phases (s^{-1});
 θ_m et θ_{im} sont les teneurs en eau des phases mobiles et immobiles ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$);
 v_m est la vitesse d'écoulement dans la phase mobile (m.s^{-1}); et:
 $D(\theta_m, v_m)$ est le coefficient de dispersion hydrodynamique dans la phase mobile ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$).

Le calage des paramètres que sont la proportion d'eau mobile (θ_m), le coefficient de dispersion apparent dans la phase mobile [$D(\theta_m, v_m)$] et le coefficient de transfert entre les deux phases (α) permet une bonne adéquation du modèle avec les courbes d'élution observées (Van Genuchten et Wierenga, 1977a et 1977b ; Gaudet *et al.*, 1977 ; Nkedi-Kizza *et al.*, 1983 ; De Smedt et Wierenga, 1984). Mais ce modèle présente un certain nombre de faiblesses. Il suppose une uniformité de la concentration des solutés dans chacune des deux phases. Cette hypothèse, acceptable dans la phase mobile, est beaucoup moins vraisemblable dans la phase immobile et donne une approximation du phénomène (Schulin *et al.*, 1987). Rao *et al.* (1980b) montrent que le coefficient de transfert par diffusion (α) dépend aussi du temps. Pour des temps courts, où le gradient de concentration est maximal, la modélisation du phénomène est mauvaise. Des solutions analytiques ou numériques ont été proposées pour différentes formes simples d'agrégats. Van Genuchten (1985) a notamment relié α au rayon a (m) des agrégats pour des agrégats sphériques:

$$\alpha = 15 \frac{D_e}{a^2}$$

Différents auteurs ont défini les limites de validité du modèle du premier ordre, c'est à

dire lorsque le phénomène de diffusion est rapide par rapport à la vitesse d'écoulement des solutés dans la phase mobile:

$$\frac{\alpha L}{v_m \theta_m} > 10 \quad (\text{Van Genuchten, 1985})$$

$$\frac{D_e L}{v_m a^2} > 10 \quad (\text{Raghavan et Ruthven, 1985})$$

Ce modèle apparaît meilleur que le modèle global mais son utilisation à des fins prévisionnels est limitée:

- Soit les coefficients sont calés, permettant de rendre compte des courbes d'élution expérimentales;
- Soit les agrégats sont considérés comme homogènes et décrits selon des formes géométriques simples qui permettent de résoudre les équations de diffusion. Parmi elles la forme sphérique est la plus couramment utilisée.

2.1.2.4. Modèle à fonction de forme

La résolution des équations de diffusion, généralement considéré comme trop complexe (Brusseau et Rao, 1990), a été rendue possible grâce au concept de "fonction de forme", introduit par Barker (1985). Il ne fait pas référence à la géométrie du système mais à des caractéristiques intrinsèques du milieu comme la surface d'échange et le coefficient de diffusion à l'échelle du profil et non pas seulement à l'échelle des agrégats; ce concept est par ailleurs généralisable à un milieu formé d'un mélange d'agrégats (Hayot, 1992). Une solution numérique de ce modèle a été proposée par Lafolie et Hayot (1993).

D'un point de vue théorique, les meilleurs résultats sont obtenus par les modèles de transfert à deux classes d'eau et la modélisation du phénomène de diffusion (modélisation mécaniste, notamment grâce à l'introduction du concept de fonction de forme, ou simplifiée: modèle du premier ordre). Mais la capacité prédictive de ces modèles est liée à l'acquisition de paramètres qui ne sont généralement obtenus que par ajustement lors d'expérimentations en milieu contrôlé.

D'un point de vue pratique, l'utilisation du modèle global, uniquement fondé sur une classe d'eau et l'équation de convection dispersion, apparaît comme l'option la plus

simple et la plus réaliste dès lors que la durée du processus de diffusion est rapide (ou que les agrégats sont petits) par rapport à la vitesse d'écoulement interstitiel des solutés. Il ne nécessite que la connaissance du coefficient de dispersion apparent qui peut être estimé en fonction du diamètre moyen des agrégats.

Lorsque les conditions limites d'utilisation du modèle global ne sont pas remplies, l'utilisation du modèle du premier ordre est impérative. Mais elle se heurte à d'importantes difficultés d'acquisition des paramètres que sont la fraction d'eau mobile, le coefficient de dispersion apparent et le coefficient de transfert entre les deux phases. Une calibration préalable de ce modèle en milieu contrôlé semble indispensable.

2.2. Modèles géochimiques d'interaction avec la matrice solide

Lorsqu'une solution est mise en contact avec la matrice solide du sol, un grand nombre de réactions interviennent. Ces différentes réactions sont susceptibles de modifier les caractéristiques de la solution du sol et doivent donc être prises en compte dans les bilans. Les processus biologiques, les réactions d'oxydoréduction et certains phénomènes de sorption ne seront pas pris en compte. Seules les interactions entre espèces ioniques, la précipitation ou la dissolution de minéraux et les échanges de cations seront développés dans ce chapitre et dans la suite du document.

2.2.1. Calcul de l'activité des ions (Vallès et Bourgeat, 1988)

2.2.1.1. Théorie

L'étude des équilibres entre la solution du sol et sa matrice solide nécessite la connaissance de l'activité des ions présents en solution. Ces modèles reposent sur la description de l'état énergétique du système à partir de l'enthalpie libre de Gibbs (G). C'est la valeur minimale de cette fonction qui détermine l'état d'équilibre entre la solution du sol et les minéraux. Pour un système à température et pression constante, contenant des composants (i) dont le nombre de moles est noté (n_i), l'enthalpie libre molaire partielle (G_i) ou potentiel chimique (μ_i) est défini par:

$$\mu_i = G_i = \left(\frac{\partial G}{\partial n_i} \right)_{T,P,n_{j \neq i}}$$

L'activité (a_i) de l'espèce ionique i est relié à son potentiel chimique par:

$$\mu_i = \mu_i^0 + RT \ln(a_i)$$

où: $R=8.3145$ est la constante des gaz parfaits;
 T est la température absolue (°K); et:
 μ^0 est le potentiel standard (constante thermodynamique).
 La relation entre l'activité (a_i) et la molalité (m_i) de l'espèce i est:

$$a_i = m_i \gamma_i$$

où: γ_i est défini comme le coefficient d'activité; et:
 m_i est la molalité (moles.kg⁻¹).

Les molalités des différentes espèces chimiques peuvent être déterminées par analyse. Le calcul des activités nécessite la connaissance des coefficients d'activité qui reflètent les interactions ioniques dans la solution. Deux types de forces sont impliqués:

- Des interactions de caractère coulombien. Elles sont proportionnelles à l'inverse du carré de la distance. Elles sont prises en compte dans la loi de Debye-Hückel (1923) qui apparaît bien adaptée aux solutions peu concentrées;
- Des interactions faisant intervenir des forces de dispersion de London et des phénomènes de polarisation, qui sont inversement proportionnelles à la distance à une puissance supérieure à 6. Elles sont dominantes en ce qui concerne les interactions de courte distance qui interviennent dans les solutions les plus concentrées (forces ioniques élevées).

Deux modèles géochimiques sont utilisés pour l'étude de ces interactions (Vallès, 1985):

- Les modèles d'interaction ionique (Pitzer,1979). Les expressions de l'activité des différents ions et de l'eau sont obtenues par dérivation de l'enthalpie libre d'excès et vérifient l'équation de Gibbs-Duhem. Ces modèles sont plus rapides que les modèles d'association ionique et sont valables pour des eaux concentrées (jusqu'à une force ionique de 5) dans la mesure où ils prennent en compte les interactions de courte distance. Mais ces modèles reposent sur des paramètres obtenus par ajustement statistique qui ne sont pas disponibles lorsque existent des éléments complexant ou des éléments mineurs dans les eaux naturelles;
- Les modèles d'association ionique sont basés sur la reconnaissance d'espèces complexes au sein de la solution et sur la théorie de Debye-Hückel. La prise en compte de ces espèces complexes les rend mieux adaptés aux eaux naturelles. Mais la force ionique doit être ajustée par itérations successives pour tenir compte de la complexation d'une partie des espèces et les temps de calcul sont plus importants. D'autre part, ils ne tiennent pas compte des interactions de courte distance et sont limités aux eaux les plus diluées (force ionique inférieure à 1).

2.2.1.2. Modèles d'association ionique

En dehors des solutions hyper-salines non tolérées par les cultures, le modèle d'association ionique, éventuellement étendu aux solutions salées, est le plus couramment utilisé pour l'étude des eaux naturelles (Vallès, 1985). Il repose sur les principes suivants:

- La loi de Debye et Hückel (1923), étendue aux solutions salines, permet de calculer le coefficient d'activité d'un ion (i) reliant sa molalité (m_i) mesurée par l'analyse, à son activité (a_i):

$$\log \gamma_i = \frac{A \cdot z_i \cdot \sqrt{I}}{1 + a_i^0 \cdot B \cdot \sqrt{I}} + C \cdot I$$

où $I = 0.5 \cdot \sum m_i \cdot z_i^2$ est la force ionique de la solution;

a_i^0 , z_i , m_i sont le rayon ionique, la charge et la molalité de l'espèce i; et:

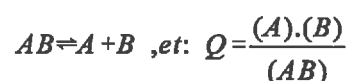
A,B,C sont 3 constantes (fonction de la température).

- La reconnaissance des espèces complexes au sein de la solution. Les équilibres entre espèces complexes et espèces libres sont appréhendés par la loi d'action de masse et la connaissance des constantes de dissociation correspondant aux espèces étudiées (Fritz, 1975). Seules les espèces majeures et les espèces complexes simples sont généralement considérées afin de limiter les calculs géochimiques nécessaires à la caractérisation de la situation d'équilibre du système.

De nombreux programmes existent, susceptibles de calculer l'activité des espèces ioniques en solution. La plupart prennent en compte différentes conditions de pression et de température et nécessitent un grand nombre de données thermodynamiques relatives au grand nombre d'espèces chimiques prises en compte. De tels modèles, comme EQ 3/6 (Wolery, 1979), EQUIL et EQUIL(T) (Fritz, 1975 ; 1981), nécessitent des temps de calcul importants; d'autres, comme GYPSOL (Vallès et Bourgeat, 1988), ne prennent en compte que les espèces majeures et permettent la réalisation de calculs plus rapides.

2.2.2. Précipitation ou dissolution des minéraux

La connaissance des activités des espèces dissoutes permet de tester l'état de saturation de la solution du sol par rapport à différents minéraux. Pour un minéral AB, le produit ionique Q est défini à partir de l'équation de dissociation de ce minéral:



où (A), (B) et (AB) représentent les activités des différentes espèces.

Pour chaque minéral, le produit de solubilité (K) est une constante thermodynamique, définie pour une température et une pression données, qui caractérise l'état d'équilibre de la solution du sol par rapport au minéral AB:

- Si $Q=K$, il y a équilibre thermodynamique ; la solution est saturée par rapport à ce minéral qui ne se dissout pas, ni ne précipite;
- Si $Q<K$, la solution est sous-saturée par rapport à ce minéral qui est susceptible de se dissoudre s'il est présent. La dissolution se poursuit jusqu'à ce l'équilibre $Q=K$ soit atteint. La dissolution du minéral alimente la solution du sol en A et B (fonction "Source") ;
- Si $Q>K$, la solution est sursaturée par rapport à ce minéral qui précipite jusqu'à ce que l'équilibre $Q=K$ soit atteint. La précipitation soustrait les éléments A et B de la solution du sol (fonction "Puits").

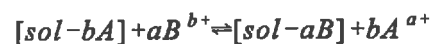
Ce retour à l'équilibre n'est pas instantané. Aussi différents modèles récents, comme le modèle KINDISP (Madé *et al.*, 1994a,b) ont été développés pour décrire la cinétique de ces réactions. Le mécanisme qui limite la vitesse de dissolution ou de précipitation d'un minéral, c'est à dire le mécanisme le plus lent, est soit la diffusion moléculaire aqueuse d'une entité élémentaire, soit la réaction de surface. De plus, la croissance des minéraux secondaires peut être simulée, soit à l'équilibre thermodynamique, soit en domaine de sursaturation, après une étape de nucléation, lorsque le point de sursaturation critique est atteint.

Ainsi, la solution du sol ne peut être considérée en équilibre permanent avec la matrice solide. Cette situation, qualifiée de "non-équilibre chimique", sera développée dans le §2.3 consacré aux modèles couplés.

2.2.3. Echanges d'ions avec les surfaces chargées de la matrice solide

2.2.3.1. Les concepts thermodynamiques (Sposito,1981)

La réaction d'échange entre un cation A (de valence a) fixé sur l'échangeur (sol) et un cation B (de valence b) est décrit par:



Les conditions d'équilibres s'écrivent alors:

$$K_{A-B} = \frac{(A)^b [B]^a}{(B)^a [A]^b}$$

avec: K_{A-B} : constante thermodynamique de l'échangeur (sol) entre les cations A et B
 (A),(B):activité des espèces en solution (moles/kg)
 [A],[B]:activité des espèces adsorbées (eq/kg)

Pour les espèces adsorbées, les activités peuvent être exprimées en fonction des fractions molaires, tel que:

$$[A]= f_a . N_a, \text{ et: } [B]=f_b.N_b$$

, où f_i définit la fugacité (ou coefficient d'activité appliqué aux espèces adsorbées) ; et N_i , la fraction molaire (-) de l'espèce adsorbée i .

La constante d'équilibre peut alors s'écrire:

$$K_{(A-B)} = \frac{(A)^b N_B^a f_B^a}{(B)^a N_A^b f_A^b} = k_{V(A-B)} \frac{f_B^a}{f_A^b}, \text{ avec: } k_{V(A-B)} = \frac{(A)^b N_A^a}{(B)^a N_B^b}$$

, où k_v est le coefficient de sélectivité dans la convention de Vanselow (1932). Ce coefficient n'est pas constant, il dépend des variations des fugacités des espèces A et B en position échangeable. Si la réaction d'échange est exprimée en terme de charges (ou d'équivalents), le coefficient de sélectivité de Gapon (1933) s'exprime:

$$k_{G(A-B)} = \frac{A . E_B}{B^{a/b} E_A}$$

, où A exprime la molalité (moles/kg) de l'espèce A et E_A , la fraction équivalente (eq/kg) de l'espèce adsorbée.

Le coefficient de Gapon n'est pas thermodynamiquement cohérent, bien qu'il ait donné naissance à la notion de SAR concernant les échanges entre le sodium et le calcium. Ce point a été discuté par Sposito (1977) qui en propose une version corrigée. Plus récemment, le traitement thermodynamique des échanges de cations, introduit par Argersinger *et al.* (1950) et développé par Gaines et Thomas (1953) apporte une formulation plus satisfaisante du coefficient de sélectivité, défini par:

$$k_{GT(A-B)} = \frac{(A)^b E_B^a}{(B)^a E_A^b}$$

L'avantage d'appliquer une formulation conforme aux considérations thermodynamiques

est qu'il conduit à l'obtention de constantes thermodynamiques vraies qui permettent alors un certain nombre d'applications et de comparaison (Van Bladel et Gheyi, 1980). L'expression de la constante d'équilibre (K_{A-B}) et des coefficients de fugacité (f_A et f_B), en fonction du coefficient de sélectivité est possible en introduisant l'équation d'équilibre dans l'équation de Gibbs-Duhem. De telles équations ont été développées par Sposito (1981) dans la convention de Vanselow. Dans la convention de Gaines et Thomas, on obtient:

$$\text{Log}(K_{(A-B)}) = b - a + \int_0^1 \text{Log}(k_{GT(A-B)}) dE_A$$

La connaissance de cette constante permet de calculer la variation d'énergie libre de l'échange A-B, tel que:

$$\Delta G_0 = -R.T.\text{Log}(K_{A-B})$$

Si ΔG_0 est négatif, K_{A-B} est supérieur à 1 et l'échangeur sol montre une préférence pour l'adsorption de l'ion A. D'après Deist et Talibudeen (1967a,b), les ions sont distribués dans les couches de Stern (couche compacte) et de Gouy-Chapman (couche diffuse). Dans la couche compacte, les ions sont plus fortement fixés sur la surface et possèdent une liberté de mouvement plus faible ; leur coefficient d'activité est également plus faible et leur adsorption est alors facilitée. La distribution des ions entre les deux couches dépend de leur taille (sous forme hydratée), de leur valence et de leur concentration. Ainsi peut-on interpréter les variations du coefficient de sélectivité au cours de l'échange de la façon suivante. Quand un ion A déplace un ion B dans la couche diffuse, la proportion relative de l'ion B dans la couche compacte augmente, son coefficient d'activité diminue et l'adsorption de B est alors facilitée. Dans le cas des sols contenant des smectites, les phénomènes de gonflement viennent perturber ce phénomène. En effet les ions hydratés de plus petite taille pénètrent plus facilement l'espace inter feuillet, c'est à dire la couche compacte. C'est le *demixing* précédemment évoqué dans le cas des échanges Na-Ca. Mais lorsque des ions défloculants viennent pénétrer l'espace inter feuillet, sa taille augmente favorisant leur pénétration ; leur coefficient d'activité diminue et leur adsorption dans la couche diffuse est alors facilitée. Le coefficient de sélectivité est lié à la nature de l'échangeur.

2.2.3.2. Modélisation du coefficient de sélectivité

Le coefficient de sélectivité et son évolution en fonction de la garniture cationique sont

difficilement prévisibles. Ils doivent être mesurés expérimentalement puis ajustés par différents modèles que nous allons maintenant présenter.

□ méthodes empiriques

Ces méthodes ne conduisent pas à une formulation du coefficient de sélectivité conforme aux formulations théoriques précédemment présentées. Les isothermes d'échange peuvent notamment être présentées dans des coordonnées différentes avec:

- En abscisse, la fraction équivalente des éléments en solution:

$$X_A = \frac{aA}{aA + bB}$$

- En ordonnée, la fraction équivalente de l'élément adsorbé (E_A).

On obtient alors une représentation graphique en carré où X_A et E_A varient de 0 à 1, $E_A \rightarrow 0$ quand $X_A \rightarrow 0$, et $E_A \rightarrow 1$ quand $X_A \rightarrow 1$. Les courbes sont décrites par l'expression mathématique proposée par Laï et Jurinak (1972):

$$E_A = \frac{X_A}{X_A + (1 - X_A) \exp[\ln(k) + c(1 - 2X_A)]}$$

Cette équation se linéarise en posant:

$$\text{si } U = \frac{X_A(1 - E_A)}{E_A(1 - X_A)} \text{ et } V = 1 - 2X_A, \text{ on a: } \ln(U) = cV + \ln(k)$$

Ces fonctions ne sont pas indépendantes de la concentration totale (C_0) de la solution et doivent être reproduites pour différents niveaux de concentration croissante de la solution du sol. Néanmoins, ce type de représentation des phénomènes d'échange au moyen d'isothermes en diagramme carré est caractérisé par une propriété intéressante. Elle permet, au moyen d'une construction graphique originale (André, 1970), la prévision des équilibres sol-solution (fig.6). Dans un système hors d'équilibre, due à la modification des proportions des éléments A et B ou d'une variation de la concentration totale (A+B), l'état d'équilibre final ($X_f; E_f$) correspond à l'intersection de l'isotherme [$f(C_0)$] et d'une droite passant par le point caractérisant l'état initial du système ($X_i; E_i$) et de pente α telle que:

$$\operatorname{tg}(\alpha) = -\frac{V.C_0}{M.CEC}$$

, où V et M sont le volume de la solution et masse du sol; et CEC, la capacité d'échange cationique.

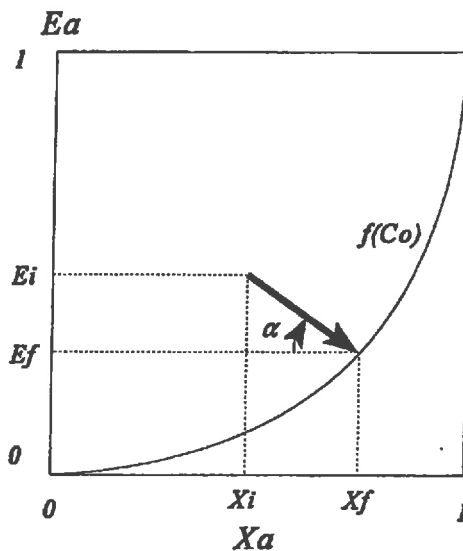


Figure 6: Représentation graphique en carré des isothermes d'échange et résolution des équilibres du système

□ méthode directe

Le coefficient de sélectivité est tout d'abord calculé, puis ajusté à un polynôme de degré n, tel que:

$$\operatorname{Log}(k) = \sum_{j=0}^n a_j E_i^j$$

, où E_i est la fraction équivalente de l'ion i adsorbé et les coefficients a_j , les coefficients de l'ajustement polynomial. En général, $n=3$ (Van Bladel et Gheyi, 1980).

□ méthode indirecte

Ces modèles représentent une voie alternative au modèle directe; ils ont été présentés et testés par Rieu *et al.* (1991). Présentés pour les échanges entre Na et Ca, Ils consistent à modéliser l'évolution du coefficient de sélectivité en fonction de relations entre:

- Le (SAR), *Sodium Adsorption Ratio*, exprimé en fonction de l'activité des ions Na et Ca en solutions (en moles.l⁻¹):

$$(SAR) = 10^{3/2} \frac{(Na^+)}{\sqrt{(Ca^{2+})}}$$

- Une formulation de la fraction de sodium échangeable (EFR) plus conforme aux références thermodynamiques standards, proposée par Rao *et al.* (1968):

$$EFR = \frac{E_{Na}}{\sqrt{(1-E_{Na})}} = \frac{E_{Na}}{\sqrt{E_{Ca}}}$$

Différentes relations ont été testées. Parmi elles, la fonction puissance permet d'obtenir les meilleurs résultats (Rieu *et al.*, 1991): $EFR = a (SAR)^b$. Le coefficient de sélectivité des échanges Na-Ca s'écrit dans la convention de Gaines et Thomas (1953):

$$k_{GT(Na-Ca)} = \frac{E_{Ca} (Na^+)^2}{E_{Na}^2 (Ca^{2+})} = 10^{-3} \frac{(SAR)^2}{EFR^2}$$

, ou en fonction des coefficients de la relation obtenue entre (SAR) et EFR:

$$k_{GT(Na-Ca)} = 10^{-3} a^{-\frac{2}{b}} \frac{(1-E_{Ca})^{\frac{2-2b}{b}}}{E_{Ca}^{\frac{1-b}{b}}}$$

L'expression de la constante d'équilibre peut être obtenue en fonction du coefficient de sélectivité en introduisant l'équation d'équilibre de l'échange dans l'équation de Gibbs-Duhem. Une telle équation, développée par Sposito (1981) dans le cas de la convention de Vanselow, peut s'exprimer dans la convention de Gaines-Thomas de la façon suivante (Rieu *et al.*, 1991):

$$\ln K_{ex(Na-Ca)} = -\frac{\Delta G^{\circ}_{(Na-Ca)}}{RT} = -1 + \int_0^1 \ln k_{GT(Na-Ca)} dE_{Ca} = -\frac{2}{b} \ln(a) - 3 \ln(10) - \frac{1-b}{b} - 1$$

, où $\Delta G^{\circ}_{(Na-Ca)}$ est l'énergie libre standard de Gibbs pour une mole de Ca²⁺ échangée (ou deux moles de Na⁺) (J mol⁻¹).

Les isothermes des échanges calcium-magnésium, et sodium-potassium peuvent être traitées selon la même méthode appliquée à des ions de même valence, avec:

$$ESR = \frac{E_A}{(1-E_A)} = \frac{E_B}{E_A} = a \left[\frac{(A)}{(B)} \right]^b$$

$$k_{GT(A-B)} = \frac{E_B(A)}{E_A(B)}$$

$$\ln K_{ex(A-B)} = -\Delta \frac{G^{\circ}(A-B)}{RT} = \int_0^1 \ln k_{GT(A-B)} dE_A = -\frac{1}{b} \ln(a)$$

$$k_{GT(A-B)} = a \cdot \frac{(1-E_A)^{\frac{b-1}{b}}}{E_A^{\frac{b-1}{b}}}$$

L'étude des équilibres entre la solution du sol et la matrice solide nécessite en préalable le calcul de l'activité des ions en solution par les modèles d'association ionique. Les activités des ions permettent d'apprécier les conditions d'équilibre par rapport:

- Aux minéraux susceptibles de se dissoudre ou de précipiter. Les conditions d'équilibre de ces minéraux par rapport à la solution du sol sont facilement déterminées par des constantes thermodynamiques (produit de solubilité). Mais ces phénomènes ne sont pas instantanés et peuvent aussi être décrits en terme de cinétique.
- Aux phénomènes de sorption, notamment sur les surfaces chargées des minéraux argileux. Les conditions d'équilibre sont très variables en fonction de la nature minéralogique des minéraux constitutifs et de la garniture cationique du complexe d'échange. Elles doivent donc être déterminées expérimentalement (isothermes d'échange). Les phénomènes de sorption, interactions de nature principalement physique avec les surfaces des solides, sont si rapides qu'elles sont le plus souvent décrites par un retour instantané à l'équilibre.

2.3. Couplage des modèles géochimiques et de transfert de solutés

Le devenir des solutés dans les sols fait intervenir différents phénomènes hydrologiques, physiques, chimiques voire biologiques entre la solution du sol et la matrice solide. Quelle que soit la valeur des modèles géochimiques utilisés, ils ne permettent ni de localiser les solutés, ni de déterminer la vitesse d'évolution du processus. Parallèlement, si les modèles de transfert des solutés donnent de bons résultats dans les milieux artificiels peu réactifs ou dans des conditions de lessivage rapide alors que le sol est maintenu proche de la saturation, ils ne permettent pas de rendre compte des interactions de la solution du sol avec la matrice solide qui peuvent jouer un rôle important dans les sols argileux, en milieu non saturé, lorsque les écoulements sont lents ou encore lorsqu'il s'agit de prévoir sur le long terme le devenir des solutés. Lorsque les solutés réagissent avec la matrice solide, des modèles géochimiques doivent être couplés sur des modèles de transfert de solutés.

2.3.1. Hypothèse d'équilibre local et interaction des solutés avec la matrice solide.

La première génération de modèles (modèle HEL) est basée sur l'équation de convection-dispersion et l'hypothèse d'équilibre local. La partition des solutés liée à des phénomènes d'échanges ioniques est supposée linéaire même si cette hypothèse est théoriquement fautive (Laudelout et *al.*, 1968; Van Genuchten et Jury, 1987). Dans de nombreuses situations, cette simplification permet de simuler correctement les transports dans une large gamme de concentration (Valocchi, 1984). Ce type de modèle tend à limiter la pénétration des solutés adsorbés, limitant les effets de la dispersion hydrodynamique, alors que la désorption d'ions tend à en accroître les effets (Bolt, 1982).

Mais différents travaux ont mis en évidence une évolution dans le temps des coefficients d'équilibre pour des sols agrégés contenant des minéraux échangeurs de cations, tels la vermiculite ou des minéraux micacés (Sparks, 1989; Jardine et Sparks, 1984; Parker et Jardine, 1986). Persaud et Wierenga (1982) ont décrit comment la pente de l'isotherme d'échange pouvait varier avec la concentration et modifier le terme retard (R) dans les modèles. Différentes formulations empiriques concernant la partition non linéaire des solutés ont été testées afin de rendre compte des courbes d'élution observées (Schweich et Sardin, 1981):

- Isothermes non linéaires pour les phénomènes réversibles d'adsorption : équation de Freundlich, de Langmuir ou de Langmuir compétitif lorsque deux substrats occupent les mêmes sites d'adsorption,... (Laudelout, 1986)
- Echanges cationiques non linéaires en fonction de la modélisation d'isothermes dont les différentes formulations ont été testées pour des systèmes binaires ou ternaires (Leij et Dane,

1992); pour l'influence de la concentration totale en solutés sur l'évolution du coefficient de sélectivité (Mansell *et al.*, 1993),...

2.3.2. Hypothèse de non équilibre physique et cinétique des réactions chimiques

La mobilité des solutés dans des conditions proches de la saturation est essentiellement contrôlée par les propriétés physiques des sols et la vitesse des écoulements dans la zone interstitielle (Jardine *et al.*, 1988). Dans des conditions non saturées, les transports de solutés apparaissent contrôlés à la fois par des processus hydrologiques et géochimiques (Wagenet *et al.*, 1977; Jardine *et al.*, 1990). Or la formulation cinétique des réactions chimiques apparaît de même nature que celle des modèles physiques de diffusion en milieu homogène ou hétérogène (Aharoni *et al.*, 1991). L'étude des courbes d'élution ne permet généralement pas de préciser si leur asymétrie est contrôlée par des processus chimiques (partition non linéaire, cinétique de réactions chimiques ou biologiques) ou par des processus physiques (écoulement préférentiel, diffusion) (Schweich et Sardin, 1981). Autrement dit, cela signifie qu'une interprétation physique ou chimique des paramètres du modèle peut conduire à des courbes d'élution identiques (Sardin *et al.*, 1991).

Berner (1971), Skopp (1986), Sparks (1989) et Jardine *et al.* (1993) considèrent que la cinétique des phénomènes de dissolution de minéraux et les transports de solutés sont contrôlés par la cinétique des phénomènes de diffusion. Ces phénomènes sont alors simulés par l'utilisation d'un modèle à deux phases d'eau (hypothèse de "non équilibre physique") en conditions non saturées

D'un autre côté, une cinétique chimique du premier ordre a pu être utilisée pour décrire les réactions d'échange de cations, notamment concernant la réhabilitation des sols sodiques (Bar-tal *et al.*, 1990; Skopp, 1986; Sparks et Jardine, 1984) tandis que les transferts sont simulés par le modèle global. Ces réactions ont pu être décrites par des lois cinétiques simples, dont les résultats sont ajustés en fonction des résultats expérimentaux. Elles doivent aussi satisfaire aux conditions d'équilibre qui doivent être préalablement déterminées en réacteur fermé. Mais ces lois peuvent conduire aux pires conséquences et ne doivent être transposées au terrain que si elles ont été préalablement interprétées en terme de mécanisme (Schweich, 1986a,b).

Bien que la formulation empirique des équilibres chimiques en limite l'utilisation à des fins prévisionnelles, ces modèles, à une ou deux classes d'eau, sont couramment utilisés pour l'étude de la dynamique d'éléments minéraux: azote (Lafolie, 1991), phosphore (Aharoni *et al.*, 1991),... ; le devenir de polluants: organiques (Jury *et al.*, 1983, 1984), métaux

lourds (Schmitt et Sticher, 1985), pesticides (Walker et Barnes, 1981); **l'évolution de la salinité,...**

2.3.3. Modélisation hydrogéochemique des transports de solutés

Si l'étude du transfert des solutés intègre souvent de façon rigoureuse l'effet des processus physiques et hydrologiques, les interactions chimiques sont fréquemment ignorées ou traitées de façon empirique alors que de nombreux modèles géochimiques sophistiqués permettent souvent de les décrire. Ce n'est que récemment que différentes tentatives de prise en compte des processus physico-chimiques dans les modèles de transport hydrologiques ont été réalisées (Yeh et Tripathi, 1989). Ils seront qualifiés de modèles hydrogéochemiques. Cependant, les phénomènes géochimiques pris en compte dans ces modèles sont généralement simples et la cinétique chimique des réactions est rarement prise en compte (Madé *et al.*, 1994).

Le transport des solutés fait intervenir des interactions entre processus hydrologiques et physiques. Il peut être décrit par une série d'équations différentielles. Les réactions chimiques comprennent de nombreux phénomènes qui peuvent être décrits par des équations algébriques non linéaires. Trois types de résolution d'un tel système sont utilisés dans les modèles hydrogéochemiques:

- Le système mixte comprenant équations algébriques et différentielles est résolu simultanément (*DAE approach: Differential Algebraic Equation approach*);
- Les équations algébriques caractérisant les réactions chimiques sont directement substituées dans les équations de transport afin de réduire le système à un ensemble d'équations différentielles (*DSA: Direct Substitution Approach*);
- Le système est considéré comme deux jeux d'équations couplées qui sont résolues séquentiellement (*SIA: Sequential Iteration Approach*).

Seuls les modèles SIA sont recommandés par Yeh et Tripathi (1989) pour leur facilité et flexibilité d'utilisation:

- Leurs besoins en mémoire et temps CPU sont limités par rapport aux modèles DEA et DSA;
- Ils peuvent être facilement modifiés pour prendre en compte différentes réactions chimiques simultanées, les équilibres et les cinétiques de ces réactions.

A titre d'exemple, seuls deux modèles concernant les mécanismes de salinisation ou alcalinisation des sols seront succinctement présentés:

- Le modèle SIMUL (Rieu, 1983) est un modèle de transfert global des solutés. Le schéma adopté pour la discrétisation est celui de Crank-Nicholson. L'absorption de l'eau par les racines est prise en compte en fonction du profil racinaire. Dans la partie géochimique 5 espèces totales

sont considérées (Na, Cl, Ca, Mg et SO₄). C'est un modèle d'association ionique et 15 espèces aqueuses sont considérées. La calcite et le gypse sont susceptibles de se dissoudre et de précipiter et les échanges entre Ca, Mg et Na sont considérés.

- Le modèle PORSAL (Vallès, 1985,1988) considère deux ou trois classes de porosité qui se distinguent par une hétérogénéité des vitesses d'écoulement. Les échanges entre classes sont régis par un modèle du premier ordre. La calcite et le gypse sont susceptibles de se dissoudre et de précipiter et les échanges entre Ca, Mg et Na sont considérés. Il permet de prévoir la localisation des minéraux, non seulement en fonction de la profondeur, mais aussi en fonction des classes de porosité. Si la calcite est présente dans l'ensemble de la porosité, le gypse se limite dans les gros pores.

Les interactions entre la solution du sol et la matrice solide restent le plus souvent décrites par des fonctions empiriques (isothermes) qui nécessitent des procédures d'ajustement des différents coefficients utilisés. Cela limite considérablement le caractère prédictif de tels modèles qui constituent néanmoins des outils de recherche.

Le transport des solutés est affecté simultanément par la cinétique des processus physiques et chimiques. Dans la plupart des situations il semble que la cinétique des processus physiques, essentiellement liés à la diffusion des solutés au sein des agrégats, soit susceptible de décrire convenablement le transport des solutés. Cela permet alors de s'affranchir de toutes considérations sur la cinétique des processus chimiques qui apparaissent généralement plus rapides que la diffusion des solutés. Si ce contrôle (hypothèse de non équilibre physique) est vraisemblable pour les phénomènes de sorption (adsorption, échanges ioniques), il pourrait être affecté par l'existence de processus plus lents de réactions chimiques ou biologiques.

Enfin, les modèles hydrogéochemiques, décrivant de façon mécaniste les processus physiques et chimiques impliqués dans le transport des solutés, sont encore peu nombreux bien qu'ils puissent être plus facilement extrapolés aux diverses conditions du terrain. Ce constat apparaît lié à deux causes majeures:

- Ils nécessitent des moyens de calculs relativement importants pour des méthodes complexes de résolution;
- Ils nécessitent une connaissance approfondie des mécanismes d'interaction avec la matrice solide pour lesquels ils n'existent encore que peu de modèles performants.

3. Présentation du milieu d'étude

On désigne sous le terme de "terrasses" les terres exondées et irrigables à proximité de la vallée du fleuve Niger. Essentiellement destinées à la polyculture irriguée, elles représentent le principal potentiel hydro-agricole du pays avec plus de 100.000 hectares irrigables. Les "terrasses" s'opposent aux zones inondables, nommées "cuvettes", à vocation exclusivement rizicole. Un petit nombre de périmètres irrigués d'une superficie généralement comprise entre 50 et 100 hectares a été aménagé sur les "terrasses" afin de mettre au point les systèmes de culture et les méthodes d'irrigation adaptées à ce contexte. Les systèmes d'irrigation gravitaire envisagés impliquent le choix de terrains à pente faible et peu ondulés à l'exclusion des sols de texture trop sableuse, et ont conduit à l'implantation des périmètres sur les bas glacis ou les terrasses alluviales dont les sols présentent d'importantes contraintes pour la mise en valeur. Localement, le sol est soumis à une alcalinisation qui se manifeste par des valeurs de pH élevées et une structure dégradée; les sols apparaissent compacts et imperméables.

3.1. Eléments de géomorphologie

L'Ouest nigérien est principalement constitué de deux formations géologiques (fig. 7, d'après Machens, 1967 et Barbiero, 1994) : un socle d'âge précambrien, partiellement recouvert au tertiaire par des dépôts sédimentaires continentaux (séries du continental terminal).

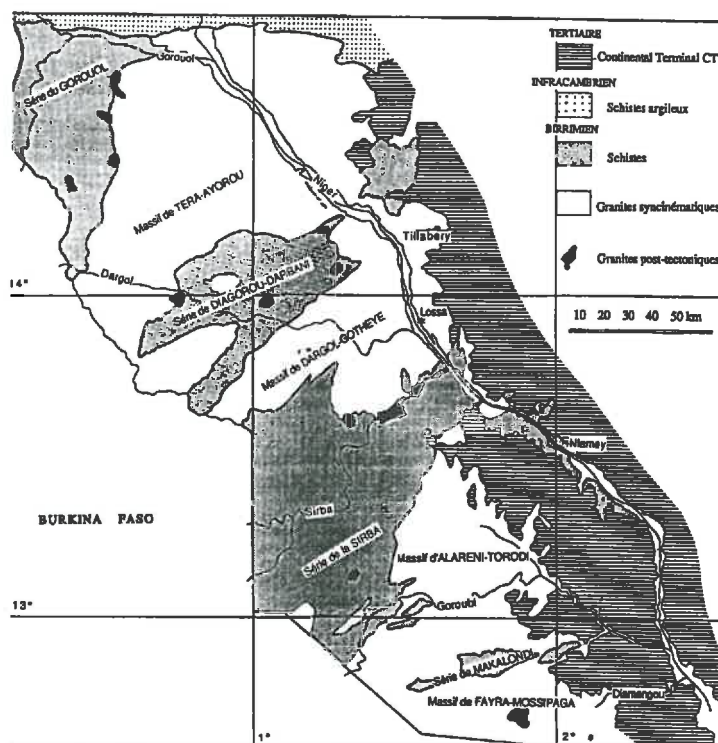


Figure 7: Carte géologique du Niger occidental (d'après Machens, 1967 et Barbiero, 1994)

Le socle est composé:

- De schistes argileux à quartzite ou à séricite. Ils composent les massifs de Gorouol, de Diagorou-Darbani, de la Sirba et de Makalondi;
- D'intrusions volcaniques granitiques post-tectoniques;
- De granites syncinématiques, issus d'un métamorphisme au Birrimien (-1950 à -2100 Millions d'années BP). Ils composent les massifs de Tera-Ayorou, de Dargol-Gotheye, d'Alaréni-Torodi et de Fayra-Mossipaga. C'est sur ces roches que se sont développés les sols du périmètre de Lossa. La composition chimique de la roche est à peu près constante malgré des différences de texture.

La période d'aridisation du climat depuis la fin du tertiaire a défini le modelé actuel du paysage (Urvoy, 1942 et Barbiero, 1994), caractérisé par :

- Des dépôts éoliens aujourd'hui fossilisés, dont la formation remonte aux diverses périodes arides du quaternaire. Le climat est actuellement en cours d'aridisation et se manifeste par une intensification des processus d'érosion éolienne;
- Une induration superficielle de type latéritique des matériaux du continental terminal. Cette cuirasse a été le plus souvent dénudée et se présente sous la forme de plateaux caillouteux sans valeur agricole;
- Une érosion hydrique de ces matériaux qui a conduit à la formation de glacis et des bas-fonds qui les prolongent.

C'est au début de cette période que s'est formé le réseau hydrographique actuel du fleuve Niger et de ses affluents. Sur la rive gauche, les dallols se sont plus désormais que des vallées fossiles.

L'appellation de "terrasses" donnée aux sols irrigables de la vallée est impropre. Elle recouvre en fait deux formations distinctes d'un point de vue morphopédologique (Gavaud, 1965; Gavaud et Boulet, 1967 ; SOGREA, 1977):

- Les **terrasses alluviales** forment une bande continue de quelques centaines de mètres à proximité de la vallée. Sous une surface presque plane, les alluvions successivement déposées par les divagations du fleuve composent un milieu très hétérogène, disposé en une série de bourrelets sableux sensiblement parallèles au lit du fleuve, comblés par des alluvions de texture plus fine (Feau, 1976). C'est sur une telle terrasse que se situe le périmètre de Sona.
- Les **glacis** dominent la frange alluviale et peuvent prendre des dimensions très variables, de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres dans la région de Tillabéry. Les matériaux sont issus de l'altération du substratum. Mais le façonnement récent du glacis évolue dans un contexte d'aridisation du climat et d'un développement des processus érosifs sous différents aspects:

- Sur les glaciers d'engorgement, l'érosion éolienne est dominante et les sols sont caractérisés par des recouvrements éoliens assez épais.
- Sur les glaciers de dénudation, l'érosion hydrique domine. Situé sur des versants courts à pente forte, le glacier ne comporte qu'une couche discontinue de matériel détritique issu du substratum ou des plateaux latéritiques avoisinants, sans aucune valeur agricole. Sur des pentes plus faibles, les sols sont peu épais et le substratum affleure régulièrement (forme arrondie en dos de baleine), trace d'une dynamique de dénudation. C'est sur ce type de glacier que se situe le périmètre de Lossa.
- Les glaciers d'épandage sont d'une moindre importance et correspondent à l'atterrissement de matériaux issus du ruissellement érosif.

Ces observations doivent être nuancées par la très forte hétérogénéité des dépôts sableux qui ont pu recouvrir de façon irrégulière les produits d'altération du substratum.

Le périmètre de Lossa se situe à l'aval d'un glacier soumis à une dynamique de dénudation sous l'influence de l'érosion hydrique. Les sols sont issus de l'altération du socle.

3.2. Présentation des sols

3.2.1. Génèse des sols du périmètre de Lossa

Le matériau géologique est constitué d'un gneiss calco-alcalin dont les produits d'altération recèlent une grande richesse en base alcaline (calcium, magnésium et sodium) et en carbonates. Cette imprégnation du milieu résulte non seulement de la libération de ces éléments par altération mais aussi par migration latérale lente, actuelle ou ancienne. La pluviométrie actuelle ne permet pas d'assurer la lixiviation de ces sels qui peuvent ainsi, soit rester confinés dans les sols, soit s'accumuler localement dans les parties basses de la toposéquence.

La séquence de sol du bassin versant à l'aval duquel se situe le périmètre de Lossa a fait l'objet d'une étude détaillée par Barbiero (1994). D'un point de vue géomorphologique, cette séquence se caractérise par la succession d'unités suivantes:

- Des plateaux cuirassés représentant les surfaces tabulaires résiduelles des séries sédimentaires du continental terminal ;
- Un glacier de raccordement à pente forte (3 à 5 %)
- Un glacier à pente faible (0.3 à 0.5 %).
- Un talus de raccordement constitué d'un bourrelet sableux d'origine alluviale entaillé par les eaux de ruissellement ;
- Un ou plusieurs niveaux de terrasse alluviale.

Les sols de glacis sont issus de l'altération du substratum et présentent un horizon alcalin au niveau de la frange d'altération de la roche mère. Ce phénomène a été simulé par Barbiero (1994). La dissolution des feldspaths s'accompagne de la précipitation de kaolinites, de calcite et de silicates magnésiens et, en terme de bilan, de l'apparition d'une alcalinité, essentiellement carbonatée en équilibre avec le CO₂ dans le sol. La partie aval du bassin versant est caractérisée par des sols bruns à contact planique avec un niveau profond sablo-argileux, alcalin et sodique issu de l'altération du substratum.

Dans le bas-fond sur lequel est situé le périmètre de Lossa, on observe une redistribution du caractère alcalin qui conduit à une différenciation des sols à contact planique en sols bruns subarides et sols à alcali. La cartographie des sols, réalisée par la mesure du pH à une profondeur de 40 cm, montre une répartition concentrique des unités de sol. On observe un noyau de sol à alcali, autour duquel se sont développés les sols bruns subarides, le tout dans un contexte général de sols à contact planique, alcalins en profondeur (fig.8).

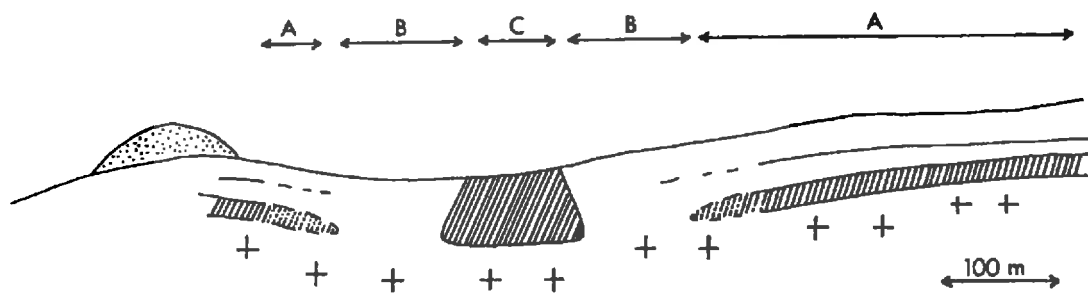


Figure 8. Distribution schématique des unités de sol sur la surface d'étude. A: Sols à contact planique (SCP); B: Sols bruns subarides (SBS); C: Sols à alcali (SA), (Barbiero et Berrier, 1994)

La transition abrupte entre les sols à alcali et les sols bruns subarides et les variations géochimiques latérales et verticales ont été étudiées par Barbiero (1994). Cette étude statistique et géostatistique a permis de mettre en évidence:

- Une désalcalinisation naturelle des sols, liée à la transformation des sols à alcali en sols bruns subarides (Barbiero et Berrier, 1994). Cette transformation se manifeste par:
 - Un contact incliné entre des deux formations, la désalcalinisation concernant tout d'abord les niveaux superficiels, puis les niveaux profonds ;
 - Une évolution des formes de précipitation de la calcite. La calcite, sous forme de nodules stables en milieu alcalin, se dissout au niveau du front de transformation, puis reprécipite sous une forme plus fine, moins compacte et même friable dans les sols bruns subarides.
 - Une évolution plus rapide des caractéristiques géochimiques que perdent les sols alcalins

avant d'acquérir les traits morphologiques de sols bruns subarides.

□ Une influence d'eaux de ruissellement au faciès géochimique différent qui se manifeste par un gradient de concentration vers le haut des chlorures et des sulfates, alors que les autres éléments, principalement issus de l'altération du substratum, et la charge totale dissoute présentent un gradient de concentration vers le bas.

Le caractère alcalin des sols est issu de l'altération du substratum. Dans les parties basses de la toposéquence (périmètre de Lossa), le fonctionnement hydrologique sous l'influence des eaux de ruissellement a conduit à une différenciation des sols à contact planique, alcalins en profondeur, en sols bruns subarides et en sols à alcali.

3.2.2. Caractéristiques des sols du périmètre de Lossa

A l'exception de recouvrements sableux superficiels d'origine éolienne, les matériaux issus de l'altération du substratum sont d'une texture sablo-argileuse à argilo-sableuse. Les sols ne sont pas caillouteux à l'exception de quelques filons de quartz hérités ou d'épandages de gravillons ferro-mangnésifères issus des plateaux environnants. Localement, on observe quelques affleurements rocheux arrondis ("en dos de baleine") qui témoigne d'une dynamique de dénudation. Le substratum, sous forme d'une altérite à structure conservée (isaltérite) se retrouve généralement vers 100 à 120 cm de profondeur.

Les sols à alcali sont beaucoup moins favorables à la production agricole que les sols bruns avec lesquels ils sont généralement associés. Entre 20 et 40 cm de profondeur, les sols à alcali sont caractérisés par un horizon compact de couleur grise, composé de macro agrégats sous forme de prismes de 50 à 60 centimètres de largeur. Cet horizon est intercalé entre un épipédon sableux et la roche-mère altérée riche en concrétions calcaires. La roche-mère, composée d'un gneiss calco-alcalin à biotite dont la structure pétrographique est bien conservée, ne présente pas de variations latérales de faciès.

Les sols bruns subarides ont une morphologie différente. L'horizon sableux superficiel est généralement plus épais et l'horizon sous-jacent est de couleur brune.

Ces modifications morphologiques s'accompagnent d'un certain nombre de transformations concernant la structure, la minéralogie et les propriétés physico-chimiques.

3.2.2.1. Texture

Les sols bruns subarides et les sols à alcali montrent une distribution homogène de la texture qui a été analysée à partir de la moyenne de 5 profils texturaux analysés sur les parcelles d'étude (fig.9).

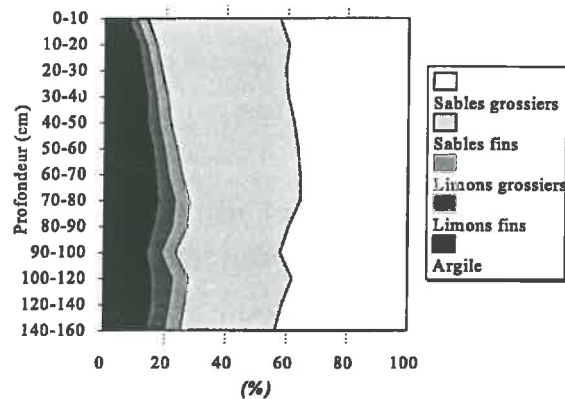


Figure 9: Profil textural moyen: périmètre de Lossa

Jusqu'à 80 cm de profondeur, on observe une augmentation régulière de la teneur en éléments fins. Cette augmentation doit être interprétée comme la conjonction de différents phénomènes:

- Une néoformation d'argile issue des produits d'altération du substratum (feldspaths);
- Un apport superficiel de sables d'origine éolienne;
- Un lessivage des argiles qui semblent s'être accumulés vers 80 cm de profondeur ;
- Un possible remaniement des horizons superficiels dans le cadre d'une dynamique générale de dénudation, ayant entraîné un appauvrissement superficiel en éléments fins.

Entre 80 et 100 cm de profondeur, la proportion en éléments fins diminue brutalement. Ce phénomène est observable sur tous les profils étudiés. Il pourrait signifier un lessivage des argiles, lié à l'existence d'écoulements hypodermiques à une profondeur correspondant au sommet de la zone d'altération ou à une ancienne zone de contact planique avec un horizon profond alcalisé. A une profondeur équivalente, Barbiero (1994) a mis en évidence une forte activité de la macro-faune du sol qui pourrait être mise en relation avec cette discontinuité. A partir de 120 cm de profondeur, la teneur en éléments grossiers augmente progressivement. Ces sables contiennent de nombreux minéraux primaires: grains de quartz clastiques et de feldspaths peu altérés issus du substratum, dont le nombre augmente en profondeur. La proportion de limon est faible ; elle ne dépasse jamais 5% en surface et 10% en profondeur. En dehors de l'horizon superficiel, la proportion en argiles est généralement comprise entre 15 et 20%. La fraction sableuse est dominante et représente près de 80% des matériaux. Aussi, une attention particulière a été portée à la proportion relative de sables grossiers et de sables fins (fig.10).

La proportion de sables fins est maximale entre 40 et 60 cm de profondeur. Elle témoigne d'une intensité maximale du processus d'altération des minéraux primaires. Cette proportion

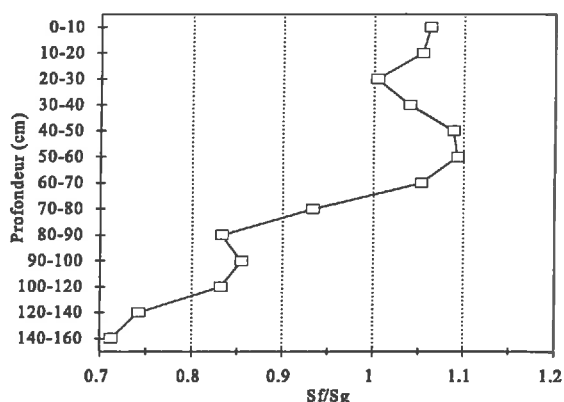


Figure 10: Evolution moyenne de la proportion relative de sables fins (Sf) et de sables grossiers (Sg): périmètre de Lossa

diminue à la fois:

- En surface, lié à l'apport de matériaux exogènes: recouvrements sableux éoliens, fragments de cuirasses, gravillons ferro-manganésifères,.... ;
- En profondeur, lié à l'existence d'une proportion de plus en plus importante en minéraux primaires peu altérés de grande taille. La discontinuité précédemment observée vers 80 cm de profondeur se traduit ici par une diminution relative de la proportion en éléments fins qui conforte l'hypothèse d'un lessivage latéral.

3.2.2.2. Minéralogie des argiles

La nature des constituants argileux des sols de la vallée du fleuve Niger a été étudiée par Guero (1987). Il conclue que si la kaolinite est le minéral argileux dominant, vient ensuite la montmorillonite dont le taux dépasse celui de la kaolinite en bas de pente (basse et moyenne terrasse alluviale). L'illite et les feldspaths ne sont présents qu'en faible quantité à l'exception de certains profils montrant des signes de salinisation et d'alcalinisation. Les matériaux issus de l'altération du substratum conduisent à la formation d'argiles smectitiques au niveau du plancher des glacis récents alors que les kaolinites caractérisent les parties hautes ou les mieux drainées (Gavaud, 1977). La nature des minéraux argileux a été étudiée dans les horizons superficiels sur quelques échantillons de sol du périmètre de Lossa (Quideau, 1982). La kaolinite est le minéral dominant avec 45 à 50% de la fraction argileuse alors que la montmorillonite n'en représente que de 0 à 10 %. L'illite est systématiquement présente avec des teneurs de 5 à 20%. On observe aussi une proportion importante de silice dans la fraction argileuse. La composition de la fraction argileuse a été étudiée de façon plus détaillée le long d'une zone de transition entre sols à alcali et sols bruns subarides (Barbiero, 1994). La fraction argileuse se compose d'un mélange de

smectites, de kaolinites et, dans une moindre mesure, d'illites. La proportion de smectites est plus élevée vers le pôle alcalin que vers le pôle brun subaride. Elle augmente également avec la profondeur (fig.11).

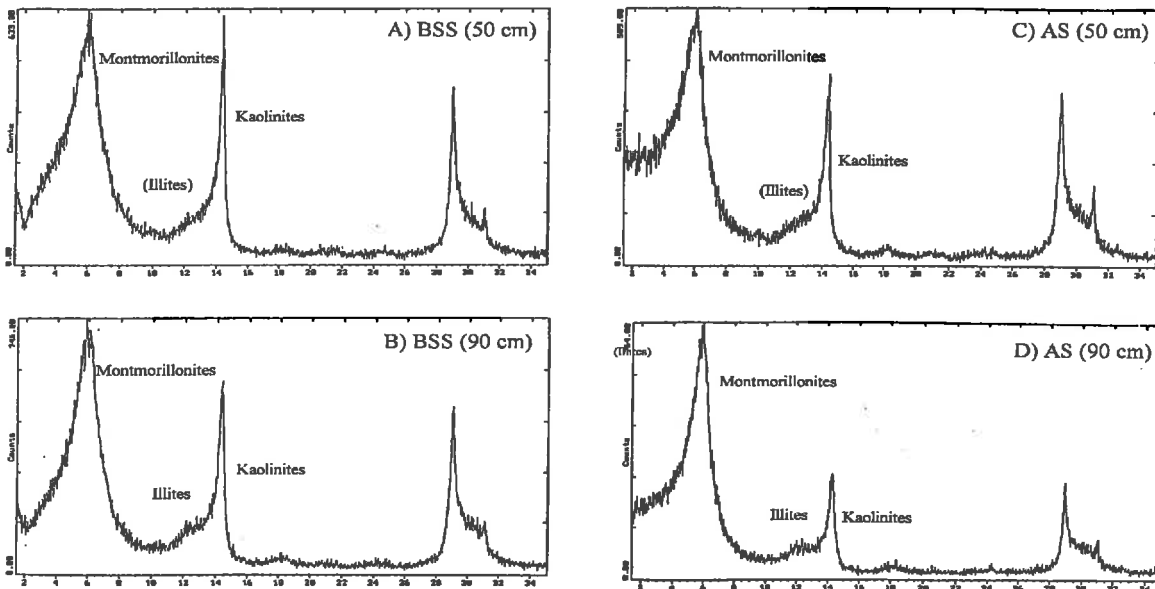


Figure 11: Composition minéralogique de la fraction argileuse (XRD: Diffraction Rayon X): a) SBS à 50 cm; b) SBS à 90 cm; c) SA à 50 cm; d) SA à 90 cm. (d'après Barbiero, 1994)

3.2.2.3. Structure

La structuration des sols à alcali est prismatique grossière à très grossière, déterminée par un réseau de fractures espacées de 50 à 80 cm. Ces plans structuraux sont tapissés par un matériel sableux et qualifiés de squelettanes profonds et peu épais par Barbiero (1994). Ils pourraient aussi être liés à la pénétration de sables superficiels dans les fissures. La sous structure est massive. La porosité est très faible au sein des agrégats qui ont une forte cohésion à l'état sec.

La structuration des sols bruns est plus fine et les squelettanes sont absents. La structure est polyédrique angulaire et la taille des agrégats varie de 1 à 5 cm environ. Les agrégats sont poreux à porosité tubulaire fine.

Barbiero (1994) attribue à cette macro-fissuration et à ces plans sableux un rôle prédominant en ce qui concerne la pénétration de l'eau dans les sols à alcali. Lors des périodes d'infiltration, ils représentent autant de voies de circulation préférentielle de l'eau, notamment aux points de jonction entre trois prismes adjacents. Les agrégats compacts sont alors court-circuités et ne s'humectent que très lentement. Ces plans structuraux sont aussi largement colonisés par les racines qui ne pénètrent que superficiellement les macro agrégats. Sous culture de Bourgou (*Echinochloa Stagnina*), graminée fourragère aquatique pérenne, Barbiero (1994) observe un fort remaniement des horizons profonds qui a été attribué à l'activité de vers de terre

(fig.12).

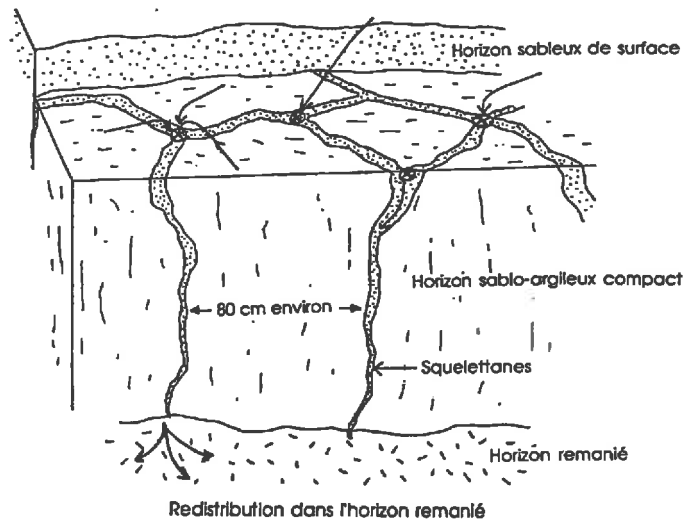


Figure 12: Organisation structurale des sols à alcali sous culture de bourgou (Echinochloa stagnina) (d'après Barbiero, 1994)

3.2.2.4. Capacité d'échanges cationiques

La capacité d'échange cationique (CEC) a été représentée en fonction de la teneur en argile (fig. 13). La CEC varie de 7 à 19 meq/100g de sol, pour des teneurs en argile variant de 10% à 30%. Cela correspond à une CEC de 60.8 meq/100g d'argile. Ces observations sont cohérentes avec la composition minéralogique de la fraction argileuse si l'on considère pour les différents constituants argileux, une CEC proche de:

- 10 meq/100 g pour la kaolinite dans une proportion de 35%;
- 25 meq/100 g pour les illites dans une proportion de 10%, et;
- 100 meq/100 g pour les montmorillonites dans une proportion de 55%.

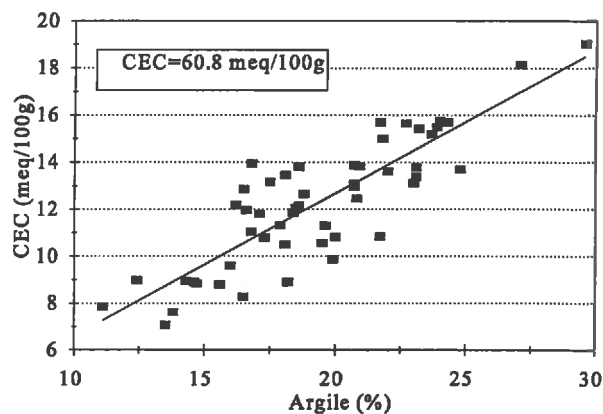


Figure 13: Evolution de la Capacité d'Echange Cationique (CEC) en fonction de la teneur en argile

Pour une texture moyenne de 19.3% d'argiles, la CEC moyenne s'élève à 12.3 meq/100g. Si l'on considère un sol d'une densité réelle de 2.6 et d'une porosité de 40%, la CEC moyenne est équivalente à 0.48 eq/litre de solution à la saturation. La quantité de cations en position échangeable est très nettement supérieure (environ d'un facteur 100) à la quantité de cations présents dans la solution du sol.

Les résidus du précédent ajustement entre la CEC et la teneur en argiles ont ensuite été représentés en fonction du pH de l'échantillon de sol (fig.14). On observe une tendance à l'augmentation de la CEC pour les sols les plus alcalins (pH>9). Les moyennes de ces deux groupes d'échantillons ont été comparées par un test de Student et apparaissent significativement différentes au seuil de 1%. Cette augmentation moyenne de la CEC de 1 meq/100g confirme l'augmentation de la proportion de montmorillonites observée par Barbiero (1994) et expliquée par la néoformation de smectites au cours du processus d'alcalinisation.

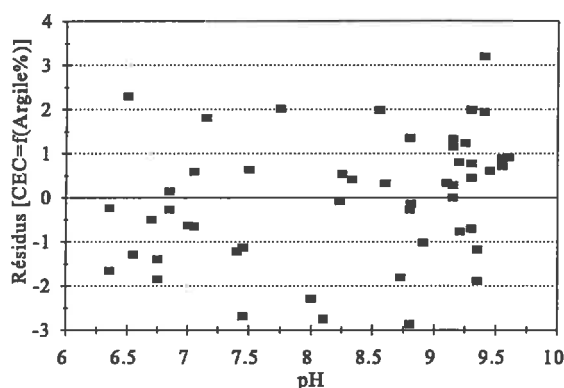


Figure 14: Evolution des résidus de l'ajustement entre la CEC et la teneur en argile, en fonction du pH

3.2.2.5. Propriétés physico-chimiques des sols

Avant que ces différents aspects soient largement développés dans la suite du document, il sera fait référence aux résultats obtenus par Barbiero (1994) afin de préciser les propriétés physico-chimiques des deux principales unités de sol mises en évidence: les sols à alcali et les sols bruns subarides.

- Les sols à alcali sont caractérisés par:
 - Un pH élevé: de 8.4 à 9.8;
 - Une conductivité électrique modérée: de 0.02 à 0.04 S.m⁻¹. **Ces sols ne sont pas salés;**
 - Une forte compacité correspondant à une résistance à la pénétration de 180 à 300 kg.cm⁻²;
 - Une très faible perméabilité (dont les valeurs n'ont pu être évaluées par la méthode utilisée);

- Des phénomènes de réduction qui se manifestent par une modification de la couleur de 7,5 YR 6/6 à 7.5 YR 7/6 et 7.5 YR 5/4; et:
- Un encroûtement superficiel dont la pression de rupture atteint de 75 à 140daN.cm⁻²
- Les sols bruns subarides sont caractérisés par:
 - Un pH proche de la neutralité: de 7 à 8.3;
 - Une conductivité électrique faible: de 0.07 à 0.21 S.m⁻¹;
 - Une faible compacité correspondant à une résistance à la pénétration de 90 à 180 kg.cm⁻²;
 - Une perméabilité moyenne: de 40 à 90 mm/h;
 - Une faible résistance de la croûte superficielle dont la pression de rupture varie de 5 à 20 daN.cm⁻².

Les répartitions de ces paramètres: pH, conductivité électrique, résistance à la pénétration, perméabilité, couleur et dureté de la croûte superficielle, ont été étudié sur une parcelle de 1 hectare du périmètre de Lossa. Il existe de bonnes corrélations entre ces différents paramètres qui se superposent parfaitement lorsqu'ils sont représentés sur une carte. Ils permettent d'identifier la répartition spatiale des sols bruns et des sols à alcali.

Les caractéristiques géochimiques de la solution du sol évoluent d'un facies bicarbonaté calcique pour les sols bruns subarides à un facies bicarbonaté sodique pour les sols à alcali. Ces évolutions s'accompagnent d'une augmentation régulière de l'alcalinité et une adsorption de sodium sur le complexe d'échange. Ces observations sont en cohérence avec les propriétés physico-chimiques des sols caractérisées par une augmentation du pH et une dégradation de la structure par sodisation.

Les sols du périmètre de Lossa sont caractérisés par une texture sablo-argileuse à argilo-sableuse en profondeur. La transition entre les sols bruns subarides et les sols à alcali est brutale et ils se différencient en premier lieu par leurs caractéristiques géochimiques liées à l'intensité du processus d'alcalinisation. Sur les sols à alcali, il en découle:

- **Une augmentation du pH et de la conductivité électrique;**
- **Une adsorption de sodium sur le complexe d'échange et une dégradation des propriétés physiques dont les manifestations se traduisent par une augmentation de la compacité, un encroûtement superficiel et une diminution de la perméabilité, une dégradation de la structure sous forme de macro-agrégats et l'apparition de phénomène de réduction.**
- **La néoformation de smectites dans la fraction argileuse.**

3.3. Aspects généraux du climat (Valet, 1981; Morel, 1992).

La vallée du fleuve Niger comprise dans le territoire nigérien s'étale sur une longueur de 550 km entre 15°10' et 12°40' de latitude Nord. Cela conduit à de fortes variations des paramètres climatiques, notamment la pluviométrie qui passe de l'isohyète 400 mm vers Ayorou (frontière avec le Mali) à l'isohyète 900 mm dans la région de Gaya (frontière avec le Bénin et le Nigéria). Ces données, correspondant à la période d'avant 1968, doivent être révisées en baisse de 100 à 150 mm suite à la diminution de la pluviométrie enregistrée depuis 1968. L'année est subdivisée en 3 grandes saisons qui conditionnent la croissance des végétaux dans la zone:

□ **La saison des pluies ou hivernage.** Si quelques pluies peuvent apparaître à partir de mai (ou même avant), la saison pluvieuse ne débute qu'avec la stabilisation du régime pluviométrique qui intervient entre la seconde décennie de juin et la première décennie de juillet. Elle s'interrompt vers la deuxième décennie de septembre; les pluies du mois d'octobre sont devenues exceptionnelles. Seule la pluviométrie médiane de la troisième décennie de juillet à la seconde décennie d'août est du même ordre de grandeur que l'ETP. Le recours à l'irrigation dans la vallée du fleuve Niger risque de s'avérer de plus en plus vital pour la sécurisation des populations rurales.

□ Après une courte période de transition (octobre), les températures et l'humidité relative s'abaissent, c'est la **saison sèche froide**.

□ La **saison sèche chaude** débute au mois de mars et se poursuit, avec le relèvement des humidités, jusqu'au début de la saison des pluies.

Les **températures** sont élevées. La moyenne annuelle de la station de Tillabéry atteint 29.5°C (moyenne des maxima et des minima respectivement proches de 37°C et 22°C). Les températures minimales descendent sous les 20 °C pendant environ 3 mois (de mi-Novembre à mi-Février). De mi-Mars au début de la saison des pluies, les températures maximales prennent des valeurs supérieures ou égales à 40 °C.

Le régime des **vents** connaît d'importantes variations dans le courant de l'année. Pendant la saison sèche, le vent dominant est l'Harmattan, vent sec de secteur nord à nord-est soufflant des mois de Novembre à mars. De mai jusqu'à la fin de la saison des pluies, les vents de "mousson" de secteur sud font remonter l'humidité des régions équatoriales vers le Nord en fonction de la position du FIT (front inter-tropical) qui atteint sa position extrême au début du mois d'août. Durant cette période, les perturbations se déplacent d'est en ouest soumises à des vents d'altitude de secteur Est. Les mois d'avril et octobre sont deux périodes de transition. Les vitesses moyennes masquent des contrastes importants:

- Entre le jour et la nuit. Toute l'année, les vents sont faibles pendant la nuit pour se lever brusquement vers 9 heures. Après un maximum atteint vers 11-12 heures, il décroît

progressivement pour revenir à son niveau initial vers 19 heures;

- Entre la saison sèche et la saison des pluies. Les vitesses moyennes sont faibles pendant la saison des pluies. Par contre, entre novembre et juillet, 75 % des vents sont supérieurs à 3 m/s en milieu de journée (et 30 % supérieurs à 5 m/s).

Liée aux variations du FIT, l'**humidité relative** atteint ses valeurs minimales pendant les mois de janvier, février et mars et ses valeurs maximales pendant la saison des pluies (juillet, août et septembre). Pendant les mois de mi-février à fin mars, la très faible humidité relative (inférieure à 20 % pendant la journée), associée à des vents forts et des températures élevées impose des conditions d'aridité très sévères.

La **durée d'insolation** connaît de faibles variations sous l'influence de la longueur du jour, de la présence de poussière dans l'atmosphère à la fin de la saison sèche (à partir de fin mars début avril) et de la nébulosité pendant la saison humide. Le ciel est généralement très clair au début de la saison sèche des mois de novembre à février.

Soumise à des températures et des vents diurnes élevés, et à des humidités relatives faibles, la **demande évaporative** prend des valeurs importantes pendant toute la saison sèche. De novembre à mai, l'ÉvapoTranspiration Potentielle (ETP) médiane calculée selon la formule de Penman prend des valeurs de 7 à 9 mm/j. Pendant les mois les plus secs, en milieu de journée avec un fort vent d'Harmattan, la demande évaporative doit atteindre des valeurs instantanées considérables. Pendant la saison pluvieuse, l'ETP est beaucoup plus faible, de l'ordre de 4 à 5 mm/j.

Le milieu est marqué par des conditions d'aridité très sévères à l'exception d'une courte saison des pluies. Le déficit climatique (ET-P) est important et est susceptible de favoriser la concentration des solutés, que ce soit dans les conditions naturelles ou sous l'influence de l'irrigation.

3.4. La ressource en eau d'irrigation

L'eau d'irrigation est prélevée dans le fleuve Niger, dont la dégradation du régime hydrologique est de plus en plus inquiétante pour l'avenir (Gallaire, 1986). A partir du début des années 60, on a commencé à observer l'apparition plus précoce de la crue associée à un débit de pointe plus important, une décrue plus rapide et un étiage plus sévère. Cette tendance s'est poursuivie et aggravée à partir du début des années 1970 avec une nette diminution des débits à toutes les périodes de l'année, jusqu'à atteindre un étiage nul au mois de juin 1985. Le débit actuel varie de l'ordre de 15 m³/s (étiage) à 1200 m³/s (crue). La station de pompage du périmètre de Lossa est placée sur un bras mort dont l'alimentation naturelle n'est assurée que pour des

débits supérieurs à 100 m³/s. En conséquence, de début mars à début août, une station relais assure le remplissage du bras à partir du cours principal. En l'absence d'un barrage de stockage et de régulation à l'aval du delta intérieur, comme le projet de barrage de Kandadji, les potentialités hydro-agricoles de la région sont limitées.

La composition chimique de l'eau d'irrigation (tab.1 et fig.15) et son état de saturation par rapport à la calcite (fig.16) ont été étudiés pendant une année sur le périmètre de Lossa.

Tableau 1. Composition chimique de l'eau d'irrigation sur le périmètre de Lossa

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	Cl	SO ₄	Alcalinité	ARC
Février	6.4	0.048	0.480	0.169	0.026	0.115	0.016	0.768	+0.431
Mars	8.4	0.142	0.369	0.468	-	-	-	1.444	+0.509
Avril	8.3	0.150	0.395	0.605	-	-	0.025	1.704	+0.495
Mai	8.1	0.141	0.423	0.606	-	-	0.025	1.726	+0.513
Juin	8.1	0.178	0.532	0.368	0.415	-	-	2.275	+1.538
Juillet	8	0.327	0.625	0.514	0.226	-	-	2.430	+1.402
Août	7.8	0.189	0.557	0.296	0.167	-	0.026	1.619	+1.027
Septembre	7.8	0.067	0.172	0.204	0.124	-	0.103	0.688	+0.279
Novembre	6.3	0.058	0.443	0.110	0.069	0.058	-	0.799	+0.578

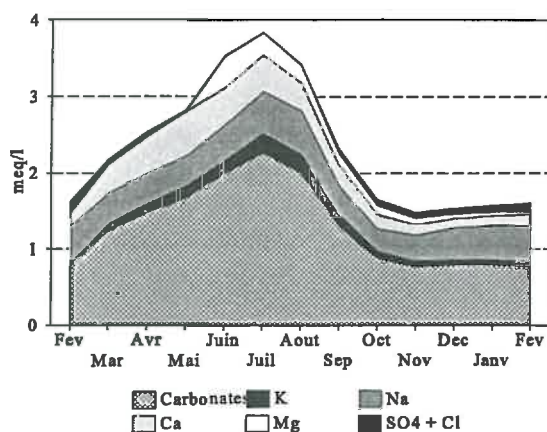


Figure 15: Composition chimique de l'eau d'irrigation sur le périmètre de Lossa

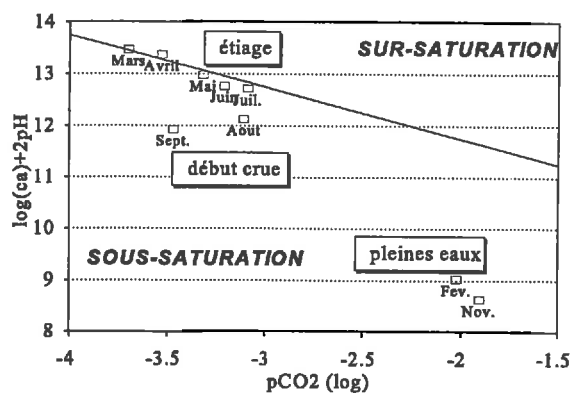


Figure 16: Diagramme de saturation de l'eau d'irrigation par rapport à la calcite

Pendant l'étiage de mars à juillet, l'eau d'irrigation se concentre progressivement en équilibre avec la calcite. On observe une augmentation de l'alcalinité et à une diminution de la concentration en calcium. Cette évolution est conforme au concept d'alcalinité résiduelle relatif à la précipitation de la calcite dans un contexte à alcalinité résiduelle "calcite" positive. Au début de la crue, essentiellement alimentée par les quelques affluents du fleuve d'août à septembre, l'eau d'irrigation est légèrement sous-saturée par rapport à la calcite. Puis, pendant la période de hautes eaux du fleuve d'octobre à février, les eaux sont beaucoup plus diluées et fortement sous-saturées par rapport à la calcite.

L'eau d'irrigation est de la même famille géochimique que la solution du sol. Elle n'apparaît pas susceptible d'induire des modifications importantes du facies géochimique de la solution du sol sous irrigation. Afin d'estimer le devenir des sols sur plusieurs décennies, il paraît utile de comparer l'eau d'irrigation à celle utilisée depuis un demi-siècle par l'office du Niger au Mali (N'Diaye, 1987). En effet, dans ces périmètres irrigués, la dégradation des sols est importante et des efflorescences de sulfate de sodium et de carbonate de sodium apparaissent en surface. Par rapport à l'eau d'irrigation du Kouroumari au MALI, l'eau du bras mort est plus concentrée et présente une alcalinité résiduelle calcite plus importante. **Son utilisation conduit à des risques importants d'alcalinisation secondaire des sols sous irrigation.**

3.5. Mise en valeur hydro-agricole des sols des "terrasses"

3.5.1. Présentation succincte de l'aménagement et des systèmes de culture (Marlet, 1992)

Les parcelles de culture ont une superficie brute de 1 hectare. Elles sont équipées de prise individuelle délivrant une main d'eau de 10.5 l/s dans un canal de distribution située en amont de la parcelle. L'irrigation est réalisée à l'aide d'une trentaine de siphons délivrant un débit de l'ordre de 0.35 l/s dans chaque raie d'irrigation de 0.8 mètres d'écartement. Dans leur partie avale, une colature permet l'évacuation des eaux excédentaires. Les parcelles sont planées à une pente de 0.3 à 0.6%. Colatures, canaux et pistes d'exploitation réduisent la longueur des raies d'irrigation à 85 mètres, soit une surface agricole utile de 8500 m² par parcelle. Le planning d'irrigation est organisé sous la forme d'un tour d'eau à raison d'une irrigation tous les 4 jours.

Le calendrier cultural est organisé sous la forme de 2 saisons de culture. Pendant la saison des pluies, les irrigations viennent compléter les pluies et les performances enregistrées sont satisfaisantes. Les principales cultures sont le sorgho et le gombo, et le niébé et l'arachide sur les sols les plus perméables. Pendant la saison sèche, les performances des cultures vivrières restent très modestes. Seules les cultures maraîchères semblent susceptibles de dégager une marge valorisante dans la mesure où leur commercialisation est assurée.

La nature défavorable des sols à alcali qui couvrent environ 30% de la superficie aménagée s'est avérée comme la principale contrainte pour la mise en valeur. Après plus de dix ans d'irrigation sur le périmètre de Lossa, les cultures présentent des troubles manifestes sur certaines parcelles selon des tâches dont l'extension augmente d'une année sur l'autre. La mise en valeur de ces sols semble s'accompagner d'une reprise du phénomène d'alcalinisation sous l'influence de l'irrigation.

3.5.2. Performance des irrigations et fraction de lessivage

Les performances de l'irrigation ont été évaluées sur les principaux types de sol du périmètre de Lossa à l'aide du logiciel SEPI (Marlet et Clopes, 1995). Dans un tel système d'irrigation gravitaire à la raie non bouchée, les doses infiltrées sont étroitement liées à l'infiltrabilité du sol et à la durée de l'apport d'eau en tête de raie qui est généralement interrompue quelques minutes après que la lame d'eau ait atteint l'aval de la raie d'irrigation. Les lames d'eau infiltrées au cours d'une irrigation ont été simulées pour les sols bruns subarides et les sols à alcali en fonction des caractéristiques des irrigations pratiquées sur le périmètre de Lossa.

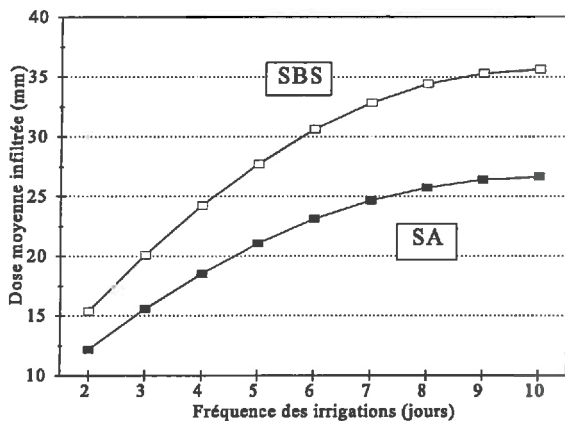


Figure 17: Dose moyenne infiltrée en fonction de la fréquence des irrigations pour les sols bruns subarides (SBS) et les sols à alcali (SA)

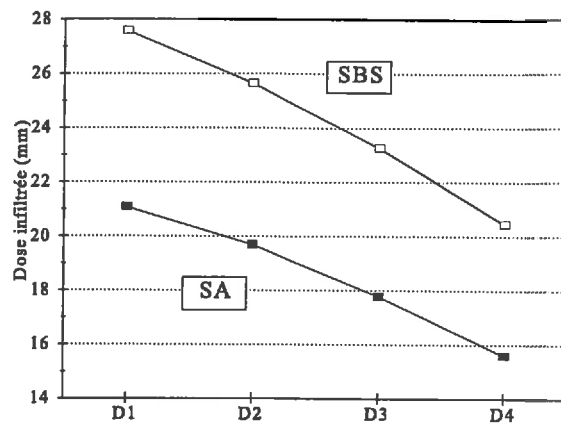


Figure 18: Dose infiltrée moyenne sur chaque quart de la raie d'irrigation (D1 à D4; de l'amont vers l'aval) pour une fréquence d'irrigation de 4 jours: SBS et SA

La lame d'eau infiltrée au cours d'une irrigation est plus importante:

- Sur les sols les sols bruns subarides plus perméables que les sols à alcali (fig.17 et 18);
- Sur les sols les plus secs à mesure que la fréquence des irrigations diminue (fig.17). Ils se caractérisent non seulement par une sorptivité plus élevée mais aussi par le développement d'une fissuration qui contribue à l'infiltration;

- Vers l'amont de la raie d'irrigation où durée l'infiltration est la plus longue (fig.18).
L'efficience de la pluviométrie (ou le ruissellement) a été mesurée sur la station de Lossa. Les résultats montrent un ruissellement très important pendant les épisodes pluviométriques qui peut s'expliquer par (Marlet et Lidon, 1991):
 - Une fréquence d'humectation importante liée aux irrigations;
 - La pluie tombée sur le billon ruisselle rapidement vers la raie d'irrigation. Ce phénomène est accentué par la formation d'une croûte de surface de quelques millimètres dès la première pluie;
 - Le passage de lames d'eau successives liées aux pluies et aux irrigations conduit par dépôts successifs à la formation d'une structure litée dans le fond de la raie qui limite l'infiltration;
 - La raie, d'une pente régulière de 0.3% et d'une faible rugosité superficielle, canalise l'eau qui s'écoule alors rapidement vers la colature.

Les résultats mesurés sont proches de ceux simulés par la méthode proposée par Casenave et Valentin (1989) concernant les sols à croûte superficielle à forte porosité vésiculaire qui a été retenue en première approximation pour le calcul de la lame ruisselée lors des épisodes pluvieux.

Ces résultats ont ensuite été utilisés pour le calcul du bilan hydrique des cultures pendant la saison pluvieuse et la saison sèche:

- Pendant la saison des pluies, les besoins en eau des cultures sont satisfaits, que ce soit sur les sols bruns subarides ou les sols à alcali. Pendant la saison sèche, le taux de satisfaction médian des besoins en eau n'est que de 77% sur les sols bruns subarides et de 62 % sur les sols à alcali. Cela se traduit par une dépréciation du rendement qui n'atteint que 64% et 39% du rendement potentiel, sur les SBS et les SA respectivement. Ces résultats permettent d'expliquer les médiocres performances des cultures observées pendant la saison sèche.
- Si les apports d'eau excédentaires pendant la saison pluvieuse permettent d'assurer une certaine lixiviation des sels, le lessivage est nul pendant la saison sèche. A l'échelle de l'année, la fraction de lessivage a été estimée à 8% sur les sols bruns subarides et à seulement 2% sur les sols à alcali. Ces conditions sont susceptibles de favoriser la concentration des sels, et conduire à une reprise du phénomène d'alcalinisation sous l'influence d'une eau d'irrigation au fort pouvoir alcalinisant. A raison d'une dose d'irrigation proche de 1000 mm par an, les apports annuels d'alcalinité peuvent être estimés à environ 10 keq par hectare.

3.5.3. Bonification des sols

Différents tests concernant la bonification des sols à alcali ont été réalisés sur les

périmètres de Lossa et Sona. Valet (1981) observe une nette fracturation des sols après sous-solage dont les effets semblent avoir totalement disparus après seulement deux années de culture. Il conclue que le sous-solage n'aura que des effets fort fugaces. Bozza (1989) observe un effet spectaculaire du gypsage sur la productivité des sols à alcali pendant la première campagne suivant l'apport avant que son effet ne s'atténue rapidement. Bozza (1989) a aussi testé l'influence d'une culture de Bourgou (*Echinochloa Stagnina*), graminée fourragère aquatique vivace de la vallée du fleuve Niger, qui conduit à une nette amélioration de l'organisation structurale des sols à alcali.

L'influence d'une culture de Bourgou sous submersion a ensuite été approfondie par Barbiero (1994). Du point de vue morphologique, la culture a engendré une structuration autour des squelettanes mais surtout des remaniements importants autour de la frange d'altération de la roche mère, présentant les traits caractéristiques d'une réorganisation du matériau par des vers de terre. Ces modifications contribuent à améliorer la circulation de l'eau dans le profil. D'un point de vue géochimique, les sols ont vu leur degré d'alcalinisation chuter de 50 à 60%. Ces modifications seraient dues à l'action conjointe de la culture et du lessivage sous submersion. Néanmoins, ces résultats doivent être confirmés dans la mesure où les comparaisons des stades initial et final n'ont pu être réalisés que sur des parcelles distinctes.

Les sols des terrasses du fleuve Niger ont connu une dégradation de leurs propriétés physico-chimiques par alcalinisation dans les conditions naturelles. Elle est due à la concentration des produits d'altération du substratum sous l'influence de l'aridité. Dans les zones de bas glacis sur lesquelles se situent le site d'étude, le fonctionnement hydrologique du milieu naturel a conduit à une redistribution du caractère alcalin et à la différenciation de sols à contact planique, alcalins et sodiques en profondeur, en sols bruns subarides et sols à alcali. La transition est abrupte entre ces deux formations qui se distinguent à la fois par leurs traits morphologiques et géochimiques et les conséquences agronomiques qui en découlent.

L'eau d'irrigation a un fort pouvoir alcalinisant et les pratiques actuelles d'irrigation ne permettent d'atteindre qu'une faible fraction de lessivage. Ces conditions sont susceptibles de favoriser une alcalinisation secondaire des sols liée à leur mise en valeur sous irrigation. Différentes techniques de nature physique (sous-solage), chimique (gypsage), hydrologique (lessivage) ou biologique (culture de Bourgou) ont été testées pour l'amélioration des propriétés physico-chimiques des sols à alcali. Elles montrent des effets favorables mais dont la pérennité ne peut être garantie.

DEUXIEME PARTIE :

Evolution des sols sous irrigation

Dans un premier chapitre (chapitre 4), un modèle sera tout d'abord élaboré afin de décrire l'évolution des sols sous irrigation. Il consiste au couplage d'un modèle géochimique d'interaction de la solution du sol avec la matrice solide sur un modèle de transport de l'eau et des solutés.

Dans un second chapitre (chapitre 5), les propriétés physiques des sols et leur dégradation dans un contexte d'alcalinisation/sodisation seront analysées. En fonction de ces propriétés, mais aussi en fonction des conditions imposées par l'irrigation, les paramètres nécessaires au modèle physique de transport seront présentés.

Dans un troisième chapitre (chapitre 6), les mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols seront étudiés, modélisés et calibrés conformément aux données expérimentales. Ils font appel à la précipitation successive de différents minéraux, notamment argileux, et aux échanges de Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ sur le complexe d'échange cationique.

Dans un quatrième chapitre (chapitre 7), les évolutions à long terme (30 ans) des sols sous l'influence de l'irrigation seront simulées. Les résultats obtenus seront analysés, comparés à quelques observations concernant l'évolution des sols irrigués, puis discutés.

Dans un cinquième chapitre (chapitre 8), les résultats expérimentaux obtenus concernant l'évolution à court terme (2 ans) de la solution du sol, du pH et du complexe d'échange seront analysés. L'influence d'une augmentation de la pCO_2 liée à la mise en culture sur l'évolution des sols sera discutée en fonction du modèle géochimique d'alcalinisation proposé.

4. Présentation du modèle

Les mécanismes d'alcalinisation des sols font intervenir conjointement des phénomènes de redistribution et concentration des solutés qui peuvent être décrits par différents modèles de transport de l'eau et des solutés dans le sol et dans la plante; et des phénomènes d'interactions entre la solution du sol et la matrice solide qui peuvent être décrits par différents modèles géochimiques. La prévision de l'évolution des sols dans un contexte d'alcalinisation suppose donc la prise en compte conjointe de ces différents phénomènes sous la forme d'une modélisation couplée de ces processus.

4.1. Modélisation du transport de l'eau et des solutés

4.1.1. choix du modèle

La modélisation de ces processus impose le choix d'un modèle mécaniste de transfert de solutés. Un modèle global, où toute l'eau participe à l'écoulement, a été préféré à une hypothèse de "non équilibre physique" et à la distinction de deux classes d'eau, mobile et immobile, pour trois raisons :

- Les vitesses d'écoulement interstitiel de l'eau sont modérées par rapport à la taille des agrégats dans les sols bruns subarides et satisfont aux conditions limites de validité du modèle global. Par contre, ce modèle ne semble pas pouvoir rendre compte du transfert des solutés dans les sols à alcali caractérisés par l'existence de macro-agrégats et où les transferts se limitent à quelques zones d'écoulement préférentiel. L'évolution des sols à alcali n'a pas été simulée.
- Ces modalités sont plus simples à mettre en oeuvre dans le cadre de ce travail où il s'agit essentiellement d'apprécier la faisabilité et la pertinence d'un schéma d'analyse où seront couplés un modèle de transfert et un modèle géochimique sans opportunité de validation;
- Dans la mesure où notre objectif consiste à rendre compte de l'évolution des sols sur des temps longs, les phénomènes physiques de diffusion des solutés au sein des agrégats deviennent vite négligeables par rapport à la dynamique global du processus.

Le modèle proposé par Lafolie (1991) a été retenu. Initialement conçu pour les transferts d'azote, il a été modifié de façon à permettre la modélisation du transport de 10 espèces de solutés. Le module hydrique de ce modèle a été amélioré par Maraux (1994) dans le domaine de la modélisation de la croissance foliaire et racinaire de la culture, et de la compatibilité du modèle avec les données agroclimatiques standards, généralement obtenues à un pas de temps journalier. Ces caractéristiques en font un outil adapté à l'objectif poursuivi.

4.1.2. Modélisation du transport de l'eau

4.1.2.1. Equation de transport de l'eau

Les écoulements de l'eau sont supposés monodimensionnels et verticaux et sont régis par l'équation de Richards:

$$C(\psi, z) \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right] - \Gamma[\psi, \rho_r(z, t)]$$

Où:

- t est le temps (h);
- z est la profondeur (m);
- $H = \psi - z$ est le potentiel total de l'eau ou la charge hydraulique (m);
- ψ est le potentiel matriciel (m)
- $C(\psi; z)$ est la capacité capillaire, dérivée de la courbe de rétention de l'eau du sol (m^{-1})
- $K(\psi; z)$ est la conductivité hydraulique ($m \cdot h^{-1}$)
- $\Gamma[\psi, \rho_r(z; t)]$ est la fonction puits racinaire (h^{-1}), et:
- $\rho_r(z; t)$ est une fonction décrivant les variations dans le temps et dans l'espace du profil de densité racinaire ($m \cdot m^{-3}$).

La relation "potentiel matriciel (ψ) vs humidité volumique (θ)" est décrite selon l'expression suivante (Van Genuchten, 1980):

$$\theta(\psi) = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{1}{1 + |\alpha \psi|^n} \right)^{\frac{1}{1-n}}$$

Où:

- $\theta(\psi)$ est la teneur en eau ($m^3 \cdot m^{-3}$) en fonction du potentiel matriciel ψ ;
- θ_s est l'humidité volumique à saturation ($m^3 \cdot m^{-3}$)
- θ_r , α et n sont 3 paramètres fonction du sol, ($m^3 \cdot m^{-3}$), (m^{-1}) et (-) respectivement

La conductivité hydraulique en condition non saturée [$K(\theta)$] est décrite à partir du modèle capillaire de Mualem (1976), modifié par Van Genuchten (1980):

$$K(\theta) = K_s \Theta^{0.5} [1 - (1 - \Theta^{\frac{n}{1-n}})^2]^2, \text{ où } \Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$$

Où:

- K_s est la conductivité hydraulique à saturation ($m \cdot s^{-1}$).

L'absorption racinaire est intégrée à l'équation générale sous la forme d'une fonction puits racinaire: $\Gamma[\psi, \rho_r(z;t)]$. Cette fonction est définie selon le schéma proposé par Feddes *et al.*(1978). On suppose que la demande climatique s'exerçant sur la plante se répartie sur l'ensemble du système racinaire ce qui permet de définir un taux maximum d'extraction racinaire par unité de longueur de racines. Ce taux maximum est alors pondéré à chaque profondeur par une fonction de stress (α) en fonction du potentiel de l'eau du sol à cette cote. Cette fonction de stress est définie par quatre paramètres (h_1, h_2, h_3 et h_4) délimitant cinq segments où la valeur de α évolue linéairement en fonction de la décroissance du potentiel :

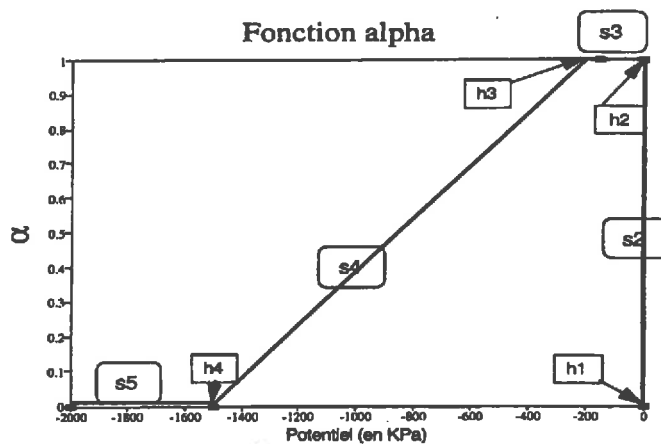


Figure 19: Représentation schématique de la fonction alpha (d'après Maraux, 1994)

- Segment 1 : $h_1 < h$ Il y a asphyxie et l'absorption racinaire est nulle ($\alpha=0$)
- Segment 2 : $h_2 < h < h_1$ La plante se dégage progressivement de l'asphyxie et atteint progressivement une absorption maximale ($\alpha=0$ à 1)
- Segment 3 : $h_3 < h < h_2$ L'absorption racinaire est maximale ($\alpha=1$)
- Segment 4 : $h_4 < h < h_3$ Un stress hydrique apparaît et s'accroît proportionnellement à la diminution du potentiel ($\alpha=1$ à 0)
- Segment 5 : $h < h_4$ Le potentiel limite est atteint (parfois nommé point de flétrissement permanent) et l'absorption racinaire est interrompue ($\alpha=0$)

4.1.2.2. Conditions aux limites

Les conditions à la limite supérieure prennent en compte la plupart des phénomènes intervenant à la surface du sol. Une condition de flux (condition de Neuman) est utilisée pour les pluies, les irrigations ou l'évaporation aussi longtemps que le régime d'infiltration ou d'évaporation est compatible avec les capacités du sol.

Lorsque l'intensité de la pluie est ou devient supérieure à l'infiltrabilité du sol, il y a

flaquage et on impose alors à la surface une condition de potentiel (condition de Dirichlet) positif, égale à l'épaisseur de lame d'eau qui s'accumule en surface. Si le ruissellement est autorisé, la lame d'eau ruisselle et le potentiel est égal à 0.

Lorsque le sol est ou devient trop sec pour pouvoir évaporer normalement, on définit un potentiel limite en surface (condition de potentiel ou de Dirichlet). Un potentiel limite de -15000 cm a été considéré. La condition d'évaporation imposée à la surface du sol est calculée à partir des données climatiques et de la croissance de la culture. La demande climatique globale (Evapotranspiration potentielle: P_{ET}) est calculée par la formule de Penman et une fonction sinusoïdale est utilisée pour générer des valeurs instantanées pendant la journée. Elle est ensuite décomposée en une évaporation potentielle (P_E) s'exerçant sur le sol et une transpiration potentielle (P_T) s'exerçant sur la couverture végétale. Cette décomposition est effectuée selon une procédure d'extinction progressive du rayonnement (loi de Beer) en fonction de l'indice foliaire (LAI):

$$P_E(t) = P_{ET}(t) \exp[-a \text{ LAI}(t)]$$

Avec:

$$\text{LAI} = \text{LAI}_{\max} \left[\frac{1}{1 + e^{\alpha(t-t_i)}} - e^{\beta(t-t_f)} \right] \quad [\text{Baret, 1987}]$$

Et:

$$P_T = K_c (P_{ET} - P_E)$$

Où:

- a est un coefficient positif d'extinction dépendant de la plante.
- LAI est l'indice foliaire (*Leaf Area Index*)
- LAI_{\max} est l'indice foliaire maximal
- α , β , t_i et t_f sont 4 paramètres décrivant la croissance du couvert végétal
- K_c est un paramètre dépendant de la rugosité du couvert végétal, généralement nommé coefficient cultural, indiquant que la transpiration potentielle (P_T) peut prendre des valeurs différentes de l'estimation de la demande climatique calculée par la formule de Penman.

La croissance et la densité racinaire sont simulées en fonction d'une procédure proposée

par Maraux (1994) décrivant l'évolution dans le temps et l'espace du profil de densité racinaire.

La condition à la limite inférieure du système peut être définie indifféremment par un flux ou un paramètre d'état (potentiel ou teneur en eau). La condition initiale du système doit être définie par un paramètre d'état: profil de potentiel ou de teneur en eau.

4.1.2.3. Résolution numérique des équations de transport

L'équation de Richards n'a pas de solution analytique en dehors de quelques situations particulières et la résolution des équations de transport est obtenue par une procédure numérique. L'équation de Richards est gardée sous sa forme conservative (H à la place de ψ) pour éviter la discrétisation des dérivés du premier ordre qui affecte toujours la qualité des résultats. Les dérivées en espaces sont discrétisées par une méthode de différences finies. Les dérivées en temps sont discrétisées par un schéma totalement implicite. Le système non linéaire ainsi obtenu est résolu par une méthode de point fixe et l'arrêt des itérations se fait sur la satisfaction d'un critère de convergence défini en fonction de la variation relative du potentiel de l'eau dans le profil (Lafolie, 1991). Cette résolution nécessite la définition de pas d'espace et de temps adaptés:

On discrétise le profil en n couches contiguës d'épaisseur variable, bornées par l'interface sol/atmosphère et par le bas du profil analysé. La solution obtenue sera d'autant plus précise que la grille sera fine. Cependant, plus la grille sera fine, plus le temps de calcul sera important. L'utilisation du modèle impose donc de trouver un compromis et on respectera pour cela les principes suivants (Lafolie, 1993) :

- En présence de plusieurs horizons, il faut placer un noeud à chaque interface;
- Les pas d'espace ne doivent pas dépasser 2 cm;
- Le pas d'espace doit être réduit aux interfaces où les gradients de potentiel peuvent prendre des valeurs importantes.

Une procédure automatique est utilisée pour adapter le pas de temps aux conditions physiques. Lorsque le critère de convergence n'est pas atteint après 2 itérations, le pas de temps est alors réduit jusqu'à ce que le critère de convergence soit atteint dans le nombre d'itérations impartis. Inversement, lorsque la résolution est rapide, le pas de temps est alors augmenté. Un seuil maximal de 2 heures et un seuil minimal de 2 secondes ont été imposés au pas de temps.

Le critère de convergence est une option qui conditionne la stabilité et la précision des solutions issues de la procédure numérique de calcul. Lorsque le critère de convergence est trop lâche, le bilan de masse des eaux (et des solutés) n'est pas bien respecté. Dans le cas des solutés, cela peut conduire dans certaines circonstances à l'apparition de concentrations négatives qui pourront bloquer les calculs géochimiques couplés au modèle de transfert. Lorsque le critère de

convergence est trop serré, le temps de calcul s'allonge démesurément, notamment pendant les périodes sèches sans culture où les potentiels atteignent des valeurs importantes en surface tandis que les flux correspondant restent faibles. Maraux (1994) propose un critère de convergence de 10^{-4} pendant les épisodes non pluvieux et de 10^{-5} pendant les épisodes pluvieux où les flux sont importants. Par rapport à un critère de convergence de 10^{-3} , ces différentes options conduisent à multiplier par 12 le temps de calcul, tandis que la précision dans le bilan de masse passe de 4% à 1%. Dans la mesure où le bilan de masse de l'eau et des solutés est plus fortement affecté en condition de flux élevé, le critère de convergence a été relié au flux maximal calculé dans le profil (Q_{\max} , en cm/h). Le critère de convergence (CC) défini par:

$$CC = \frac{10^{-5}}{Q_{\max}}$$

, a été comparé aux options " 10^{-3} " et " $10^{-4}-10^{-5}$ " sur une période test de 10 jours (fig.20). La dérive du bilan de masse est comparable à celle de l'option " $10^{-4}-10^{-5}$ " tout en limitant sensiblement le temps de calcul. Ce critère de convergence a été retenu dans les simulations.

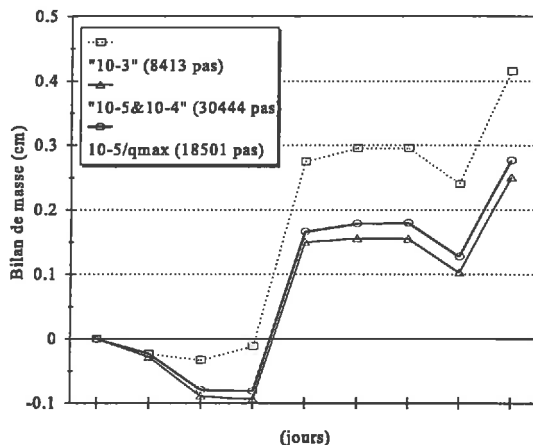


Figure 20: Dérive du bilan de masse pour 3 hypothèses du critère de convergence sur une période test de 10 jours.

4.1.3. Modélisation du transport des solutés

4.1.3.1. Equation de transport des solutés

Les transferts de solutés sont régis par l'équation générale de convection dispersion. Toutes les sources de dispersion sont rassemblées dans le coefficient de dispersion apparente et toute l'eau est supposée active dans le transport des solutés. L'équation de transport des solutés s'écrit:

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [\theta D(\theta, v) \frac{\partial C}{\partial z} - v \theta C]$$

Où:

- t est le temps (h)
z est la profondeur (m)
v est la vitesse de l'eau définie comme le ratio entre le flux de Darcy (q) et la teneur en eau volumique (θ)
C est la concentration du soluté considéré
D(θ, v) est le coefficient de dispersion apparente ($m^2.s^{-1}$), classiquement décrit par:

$$D(\theta, v) = D_m(\theta) + \lambda |v|$$

Où:

- $D_m(\theta)$ est le coefficient de diffusion moléculaire de l'espèce m ($m^2.s^{-1}$)
 λ est le coefficient de dispersivité (m), assimilé au diamètre moyen des agrégats
L'absorption de solutés par les cultures n'a pas été prise en compte dans les simulations.

4.1.3.2. Conditions aux limites

La condition à la limite supérieure du profil est une condition de flux, égal au flux de soluté appliqué pendant les pluies ou les irrigations ou nul entre les périodes d'apport. La condition à la limite inférieure du système est une condition de drainage libre. Les conditions initiales sont définies par le profil de concentration des différents solutés pris en compte.

4.1.3.3. Résolution numérique des équations

Les dérivées en espaces de l'équation de convection dispersion sont discrétisées par une méthode de différences finies. Une attention particulière est portée à l'approximation du terme convectif par un schéma décentré arrière (par rapport au sens de l'écoulement). Il permet d'éviter les oscillations numériques mais introduit une dispersion artificielle des solutés qui est contrôlée par une pondération arrière des termes du premier ordre. Les dérivées en temps sont discrétisées par un schéma totalement implicite. Dans la mesure où les équations de transport des solutés sont linéaires, aucune procédure d'itération n'est nécessaire (Lafolie, 1991).

4.2. Modèle géochimique

De nombreux modèles géochimiques basés sur des lois purement thermodynamiques

permettent de simuler les principaux processus géochimiques. La plupart de ces modèles considèrent un champ très large de conditions de pression et de température et nécessitent une quantité considérable de données thermodynamiques relatives à un grand nombre d'espèces chimiques. Leur utilisation à des fins pratiques est par conséquent limitée et nécessite des capacités de calcul importantes et coûteuses. Le modèle géochimique AQUA (Vallès et DeCockborne, 1992), issu de GYPSOL (Vallès et Bourgeat, 1988), a été utilisé. Il est suffisamment simplifié pour que son utilisation répétée, couplée à un modèle de transfert, soit envisageable. Il est adaptable aux conditions rencontrées dans les sols cultivés mais aussi suffisamment fiable et précis pour la simulation des processus en conditions alcalines. Il a dû être partiellement modifié pour être couplé sur le modèle de transfert de l'eau et des solutés.

4.2.1. Calcul des activités

Un modèle d'association ionique a été utilisé pour le calcul de l'activité des différentes espèces en solution. Seuls 7 éléments chimiques ont été considérés: K, Na, Ca, Mg, Cl, SO₄ et Si. Le modèle doit être renseigné par la concentration de ces éléments en solution et par la température et la pression partielle en gaz carbonique qui seront considérées en première approximation comme des paramètres invariants pendant la toute la durée de la simulation. Les constantes thermodynamiques utilisées correspondent à une pression de 1 atmosphère (ou 0.1013 Mpa).

Dans les eaux naturelles, des complexes peuvent se former à partir des ions présents en solution. 34 espèces sont reconnues par le modèle au sein de la solution: H⁺, OH⁻, HSO₄⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, CO₃²⁻, Na⁺, Cl⁻, NaSO₄⁻, NaCO₃⁻, K⁺, KSO₄⁻, Mg²⁺, MgHCO₃⁺, MgOH⁺, Ca²⁺, CaHCO₃⁺, CaOH⁺, H₃SiO₄⁺, H₂O, H₄SiO₄, CO₂(g), H₂CO₃, NaCl, NaOH, Na₂SO₄, Na₂CO₃, NaHCO₃, KCl, KOH, MgCO₃, MgSO₄, CaCO₃ et CaSO₄. L'activité de ces différentes espèces est calculée à partir de la loi de Debye-Hückel et des constantes de dissociation correspondant aux espèces étudiées.

La loi de Debye-Hückel (1932) étendue aux conditions salines s'écrit:

$$\log \gamma_i = \frac{A z_i I^{0.5}}{1 + a_i^o B I^{0.5}} + C I$$

Où:

γ_i est le coefficient d'activité de l'espèce chargée i (-), reliant sa molalité (m_i) à son activité (a_i): $a_i = m_i \gamma_i$;

$I = 0.5 \sum m_i z_i^2$ est la force ionique de la solution (mol.L⁻¹);

a_i^0 et z_i sont le rayon ionique et la charge de l'espèce ionique i
A, B et C sont trois coefficients, fonction de la pression et de la température (Tab.2)

Tableau 2: Coefficient de la loi de Debye-Hückel pour une pression de 1 atm. (Helgeson, 1969)

Coefficients	Température, °C			
	0	25	60	100
A	0.4884	0.5095	0.5471	0.6019
B x 10 ⁸	0.3241	0.3283	0.3347	0.3425
C	0.0174	0.041	0.044	0.046

Le coefficient d'activité des espèces neutres est supposé égal à celui du CO₂ dans une solution de NaCl de la même force ionique (I) que la solution considérée. Il est obtenu par interpolation entre les valeurs listées dans le tableau 3.

Tableau 3: Coefficient d'activité des espèces neutres en fonction de la température et de la force ionique pour une pression de 1 atm. (Helgeson, 1969)

Force ionique	Température, °C			
	0	25	60	100
I = 0	1.00	1.00	1.00	1.00
I = 1	1.31	1.27	1.23	1.20
I = 2	1.67	1.57	1.49	1.44
I = 3	2.06	1.93	1.78	1.74

L'activité de l'eau (a_w) est calculée à partir coefficient osmotique d'une solution de NaCl de la même force ionique que la solution considérée (Fritz, 1975, 1981):

$$\ln a_w = - 0.03603 \cdot I \cdot \Phi(\text{NaCl})$$

Où:

I est la force ionique;

$\Phi(\text{NaCl})$ est le coefficient osmotique de l'eau, tel que:

$$\Phi(\text{NaCl}) = 1 - \frac{\ln(10) \cdot A}{3b_1 \cdot I} [U - 2\ln U - 1/U] + \frac{b_2}{2} \cdot I^2 + \frac{2b_3}{3} \cdot I^3 + \frac{3b_4}{4} \cdot I^4, \text{ avec } U = 1 + b_1 I^{0.5}$$

Où b_1 , b_2 , b_3 et b_4 sont 4 coefficients définis en fonction de la pression et de la température (tab. 4)

Tableau 4: Coefficient de calcul de l'activité de l'eau en fonction de la température pour une pression de 1 atm. (Fritz, 1975, 1981)

Coefficients	Température, °C			
	0	25	60	100
b_1	1.220	1.454	1.595	1.555
$b_2 \times 10^2$	3.492	4.472	5.800	7.296
$b_3 \times 10^2$	1.500	1.396	1.350	0.965
$b_4 \times 10^4$	-6.666	-7.149	-9.866	-9.509

Les constantes de dissociation correspondant aux espèces étudiées sont présentées dans le tableau 5.

Tableau 5: Constante de dissociation des espèces considérées (Vallès et Bourgeat, 1988)

Réaction de dissociation	log K (25°C)	Réaction de dissociation	log K (25°C)
$\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{OH}^-$	-14.0	$\text{KCl}^0 \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{Cl}^-$	+1.585
$\text{HSO}_4^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-1.39	$\text{KSO}_4^- \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-0.84
$\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	-10.32	$\text{KOH}^0 \rightleftharpoons \text{K}^+ + \text{OH}^-$	-0.04
$\text{H}_2\text{CO}_3^0 \rightleftharpoons 2\text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	-16.70	$\text{MgCO}_3^0 \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-3.40
$\text{H}_2\text{CO}_3^0 \rightleftharpoons \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	+1.46	$\text{MgHCO}_3^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	-0.90
$\text{NaCl}^0 \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$	+0.85	$\text{MgOH}^+ \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{OH}^-$	-2.58
$\text{NaOH}^0 \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{OH}^-$	-0.719	$\text{MgSO}_4^0 \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	-2.75
$\text{NaSO}_4^- \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-1.06	$\text{CaCO}_3^0 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-3.20
$\text{Na}_2\text{SO}_4^0 \rightleftharpoons 2\text{Na}^+ + \text{SO}_4^{2-}$	-1.512	$\text{CaHCO}_3^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{HCO}_3^-$	-1.26
$\text{NaCO}_3^- \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	-1.269	$\text{CaOH}^+ \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{OH}^-$	-1.234
$\text{Na}_2\text{CO}_3^0 \rightleftharpoons 2\text{Na}^+ + \text{CO}_3^{2-}$	-0.672	$\text{CaSO}_4^0 \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$	-2.31
$\text{NaHCO}_3^0 \rightleftharpoons \text{Na}^+ + \text{HCO}_3^-$	+0.25	$\text{H}_4\text{SiO}_4^0 \rightleftharpoons \text{H}_3\text{SiO}_4^- + \text{H}^+$	-9.80

Le modèle GYPSOL a été validé sur le comportement des ions dans les conditions naturelles jusqu'à une force ionique de 1. Le système est résolu par une procédure itérative et la convergence est généralement atteinte après seulement quelques itérations.

4.2.2. Précipitation dissolution des minéraux

Dans le modèle Aqua, la précipitation des minéraux est simulée par itérations successives où les quantités mises en jeu sont proportionnelles à l'index de saturation et normées sur l'énergie de la réaction. A chaque itération, la composition de la solution change et les activités des différentes espèces sont recalculées. Mais la précipitation (ou dissolution) simultanée de différents minéraux peut conduire à des phénomènes d'instabilité numérique incompatibles avec l'objectif poursuivi. Ces phénomènes d'instabilité peuvent être évités en réduisant les quantités précipitées ou dissoutes à chaque itération, mais la convergence n'est alors atteinte que pour un nombre important d'itérations. Ce schéma d'analyse apparaît peu compatible avec l'objectif d'un couplage sur un modèle de transfert a donc été abandonné. Des procédures numériques existent vraisemblablement pour résoudre de tels systèmes non linéaires mais elles n'ont pas été approfondies et une procédure analytique simplifiée leur a été substituée.

Les index de saturation de la solution du sol par rapport aux minéraux considérés sont tout d'abord calculés. Puis la solution est amenée en équilibre avec les différents minéraux susceptibles de se dissoudre ou de précipiter en considérant que les coefficients d'activité des différentes espèces et le pH ne sont pas affectés par les modifications de composition de la solution du sol. Le modèle doit être renseigné par la stoechiométrie et la constante d'équilibre de la réaction, et par le stock de minéraux présents. Lorsque la solution du sol apparaît sursaturée par rapport à un minéral donné, sa précipitation est autorisée. Lorsque la solution du sol apparaît sous-saturée par rapport à un minéral donné, sa dissolution n'est autorisée que s'il est disponible. A l'issue de ces calculs, la composition de la solution du sol est réactualisée, mais le pH et les coefficients d'activité ne sont pas recalculés.

4.2.3. Echanges cationiques

Sur le complexe d'échange cationique, les échanges entre Na^+ , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} ont été considérés. La composition finale du complexe d'échange est obtenue à l'issue d'une procédure itérative respectant le bilan de masse et les conditions d'équilibre imposées par les isothermes d'échange. Elles sont définies par une méthode indirecte proposée par Rieu *et al.* (1991) où les échanges sont modélisés de la façon suivante:

$$\frac{E_B^a}{E_A^b} = \alpha \left[\frac{(B)^a}{(A)^b} \right]^\beta$$

Où:

- E_A et E_B sont les fractions équivalentes échangeables des éléments A et B
- (A) et (B) sont les activités des éléments A et B
- a et b sont les valeurs des éléments A et B
- α et β sont deux coefficients, fonction de la nature de l'échange et de l'échangeur (sol).

La solution est retenue lorsque le complexe d'échange atteint la saturation avec une précision de 10^{-7} . Ce niveau de précision est rendu nécessaire par le fait qu'une faible incertitude dans le calcul de la composition du complexe d'échange conduit à une incertitude importante dans la composition de la solution du sol qui devient alors une source d'instabilité numérique. A l'issue des échanges, la composition de la solution du sol est réactualisée.

4.2.4. Commentaires

Le pH et les coefficients d'activité des différentes espèces sont considérés comme constant au cours d'un pas de temps. Cela revient à dire qu'ils ne sont pas affectés par les modifications de la composition de la solution du sol qui sont donc implicitement considérées comme limitées. Cette procédure, à défaut d'une grande précision, permet de s'affranchir de tout problème d'instabilité numérique et de réduire sensiblement la durée des calculs géochimiques.

Les équilibres entre espèces dissoutes et avec la matrice solide: calcul des activités, précipitation dissolution et échanges cationiques, sont abordés successivement alors qu'ils sont en réalité simultanés.

Ces simplifications sont acceptables dans la mesure où les modifications de la solution du sol sont faibles entre deux appels du modèle géochimique.

Cette procédure correspond à une "hypothèse d'équilibre chimique". La solution du sol est censée atteindre un équilibre instantané avec la matrice solide et aucune cinétique n'a été explicitement prise en compte. Cette hypothèse s'ajoute à une "hypothèse d'équilibre physique" prise en compte dans le modèle de transfert de solutés. Cela signifie que toute la solution du sol est en équilibre avec la matrice solide. Si les phénomènes d'échange cationique peuvent être considérés comme instantanés, les cinétiques de dissolution et plus particulièrement de précipitation ne peuvent être écartées lorsque des courtes périodes sont considérées (Vallès et Bourgeat, 1988). En première approximation et pour des temps longs de simulation, ces aspects cinétiques concernant la diffusion des solutés ou les équilibres géochimiques ont été supposés

négligeables par rapport aux phénomènes de convection dispersion et au contrôle exercé par la matrice solide sur le transfert des solutés.

4.3. Couplage: modèle hydrogéochimique

Une approche séquentielle a été retenue pour le couplage du modèle géochimique sur le modèle de transport des solutés. Elle considère le système comme deux jeux d'équations linéaires et non linéaires qui sont résolus séquentiellement et conduit à de moindres contraintes numériques et au niveau des temps de calcul (Yeh et Tripathi, 1989).

Nous avons retenu la méthode la plus directe et la plus simple pour le couplage des modèles: la solution de l'équation de convection dispersion pour chaque composant est injectée dans le modèle géochimique où la composition de la solution du sol est amenée en équilibre avec la matrice solide. Puis la solution du modèle géochimique vient remplacer la composition de la solution du sol qui est ensuite prise en compte au début du pas de temps suivant. Aucun terme puits source n'a été considéré dans la résolution de l'équation de convection dispersion.

La composition analytique totale de chaque composant a été considérée comme variable primaire dans les équations de transport. L'activité des différentes espèces est calculée à chaque appel du modèle géochimique. Les quantités de minéraux précipités et de cations adsorbés sur le complexe d'échange sont alors réactualisées à chaque noeud de la grille des différences finies.

Afin de réduire les temps de calcul pour des temps longs de simulation, le modèle géochimique n'est pas systématiquement appelé à chaque pas de temps et une fréquence d'appel peut être définie. Différentes fréquences d'appel du modèle géochimique ont été simulées sur une période test de 10 jours au cours de laquelle la précipitation de calcite et d'une illite a été autorisée. Les résultats ont tout d'abord été représentés en fonction de la quantité de calcite précipitée en surface du profil (fig.21).

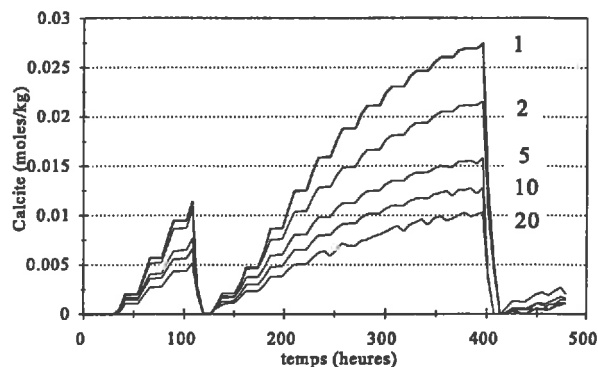


Figure 21: Evolution de la quantité de calcite précipitée pour différentes fréquences d'appel du modèle géochimique sur une période test de 10 jours

La diminution de la fréquence d'appel du module géochimique apparaît équivalente à la prise en compte d'une cinétique de précipitation de la calcite, comme des autres précipitats. Lorsque la solution du sol devient sursaturée par rapport à la calcite, la précipitation intervient plus tardivement alors que la solution sursaturée a été transportée vers les horizons sous-jacents. La précipitation n'est pas seulement différée dans le temps, mais aussi dans l'espace au profit des horizons adjacents. Mais la précipitation progressive n'est prise en compte que de manière indirecte et homogène sans que la cinétique réelle de précipitation dissolution des différents minéraux puisse être argumentée. Afin d'apprécier les conséquences sur la solution du sol d'une diminution de la fréquence d'appel, les résultats ont ensuite été représentés sous la forme d'un diagramme de concentration où les molalités des différents cations sont représentées en fonction de la molalité du sodium (fig.22).

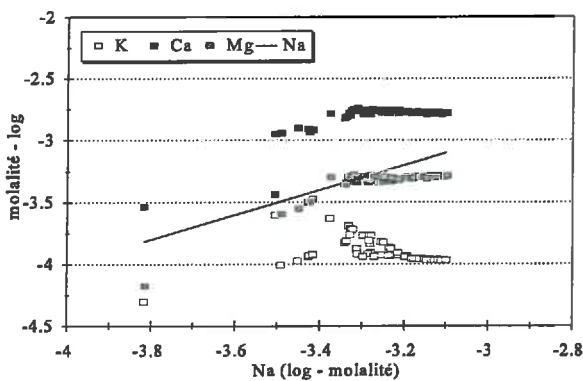


Figure 22a: Diagramme de concentration pour une fréquence d'un appel du modèle géochimique par pas de temps

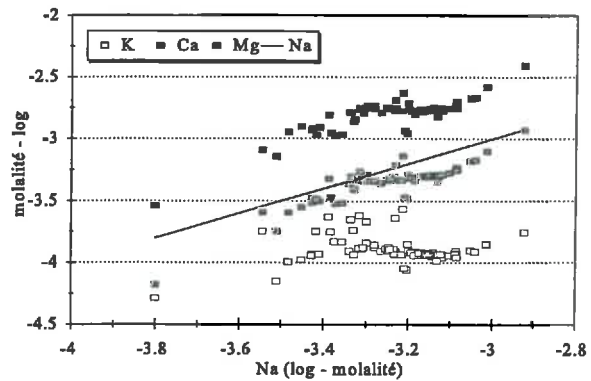


Figure 22b: Diagramme de concentration pour une fréquence d'une appel du modèle géochimique tous les 5 pas de temps

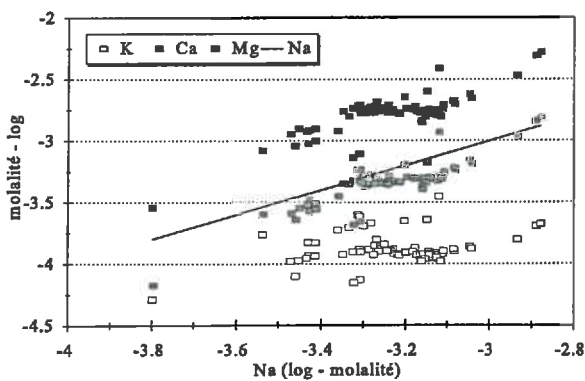


Figure 22c: Diagramme de concentration pour une fréquence d'un appel du modèle géochimique tous les 10 pas de temps

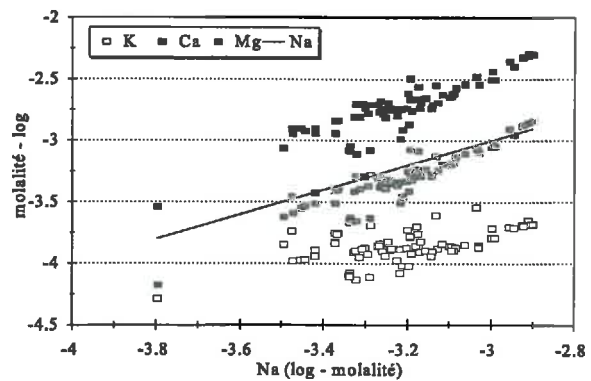


Figure 22d: Diagramme de concentration pour une fréquence d'appel du modèle géochimique tous les 20 pas de temps

Durant cette période test, non seulement la calcite mais aussi l'illite ont précipité en surface pendant une période d'évaporation. Lorsque le modèle géochimique est appelé à chaque pas de temps (fig.22a), on constate une diminution des molalités en calcium et en potassium et une augmentation de la molalité en magnésium moins rapide que la concentration de la solution du sol. Ces résultats traduisent l'évolution attendue de la solution du sol suite à la précipitation de la calcite et de l'illite. A mesure que la fréquence d'appel diminue, la solution fournie par le modèle devient de plus en plus instable. Pour une fréquence d'un appel tous les 10 et 20 pas de temps (fig.22c, d), le système ne semble plus susceptible de décrire le contrôle exercé sur la composition de la solution du sol par la précipitation de calcite et d'illite. Afin d'éviter tout risque d'instabilité ou de dérive, nous avons donc retenu une fréquence d'un appel du modèle géochimique tous les 5 pas de temps du modèle de transfert de solutés (fig.22b). L'incidence d'une telle procédure est en fait minimisée par les modalités d'ajustement du pas de temps dans le modèle de transfert. Ainsi, lorsque les vitesses de transfert ou de concentration de la solution du sol sont rapides, le pas de temps diminue; et inversement.

Afin de décrire l'évolution des propriétés chimiques des sols sous irrigation, un modèle hydrogéochimique a été élaboré par le couplage d'un modèle géochimique et d'un modèle de transfert de l'eau et des solutés. Ont été retenus:

- **Un modèle global transfert de l'eau et des solutés; et**
- **Un modèle géochimique d'association ionique où seuls 7 éléments majeurs et 34 espèces correspondantes ont été considérés. Il décrit la précipitation dissolution de minéraux et les échanges cationiques entre K^+ , Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} sur le complexe adsorbant.**

Une approche séquentielle où les équations régissant le transport des solutés et les équilibres géochimiques sont résolues successivement a été retenue et un certain nombre de simplifications ont été réalisées:

- **Lors des calculs géochimiques, les calculs des activités, des quantités précipitées ou dissoutes et des quantités échangées sont réalisés successivement, ce qui suppose implicitement que les variations de composition chimique sont faibles entre deux appels du module géochimique ;**
- **Lors du couplage, les résultats du calcul géochimique viennent simplement remplacer la composition de la solution du sol à l'issue du pas de temps et ne participent pas à la résolution des équations de transport. De plus, une fréquence d'un appel du module géochimique tous les 5 pas de temps du modèle de transfert a été retenue afin de réduire la durée des calculs.**

5. Détermination des paramètres nécessaires à la mise en oeuvre du modèle physique de transfert de l'eau et des solutés

La mise en oeuvre du modèle physique de transfert de l'eau et des solutés nécessite la détermination des conditions aux limites du système et des propriétés physiques des sols affectant les transferts de solutés. Dans un premier temps, les propriétés physiques des sols à alcali et des sols bruns subarides ont été étudiées à partir des résultats obtenus en cours d'expérimentation. Puis les différents paramètres (sol, culture, performances de l'irrigation) utilisés dans les simulations afin de prévoir l'évolution des sols bruns subarides sous irrigation sur le périmètre de Lossa seront présentés.

5.1. Etude des propriétés physiques des sols

5.1.1. Caractérisation physico-chimique et typologie des sols

5.1.1.1. Méthode d'étude

L'évolution des propriétés physico-chimiques des sols a été suivie sur 96 parcelles élémentaires situées sur 3 casiers adjacents (F1, F2 et G1) du périmètre de Lossa pendant une période de 2 ans. Le dispositif expérimental correspondant est présenté en annexe 1.

Avant le démarrage de l'expérimentation, une caractérisation simplifiée des sols a été réalisée afin de disposer d'une référence initiale nous permettant d'apprécier l'évolution des sols; la répartition spatiale des sols et de leurs propriétés; et les corrélations entre les différents paramètres mesurés. Les méthodes de mesure sont présentées en annexe 2.

La texture, le pH, la conductivité électrique et la résistance à la pénétration des sols ont été mesurés dans les horizons superficiels (20 et 40 cm de profondeur) sur chacune des 96 parcelles élémentaires du dispositif. Une campagne de mesure de la conductivité hydraulique à saturation a été réalisée à l'aide d'un perméamètre de Guelph. Mais la mauvaise qualité des résultats n'a pas permis leur exploitation.

A l'issue de l'expérimentation, soit après 2 années et 4 campagnes de culture, les parcelles ont fait l'objet d'une étude plus détaillée. Ont été mesurés:

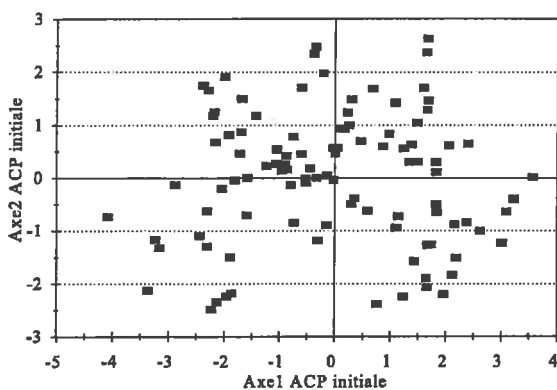
- Le pH et la conductivité électrique d'échantillons prélevés à 20, 40, 70, 100 et 150 cm de profondeur;
- La résistance moyenne à la pénétration des 40 premiers centimètres du profil;
- La capacité finale d'infiltration du sol mesurée par la méthode du double anneau; et;
- La conductivité hydraulique à saturation mesurée par la méthode du perméamètre de Guelph à 40, 70, 100 et 150 cm de profondeur.

Les différentes variables étudiées mettent en évidence une variabilité importante au sein

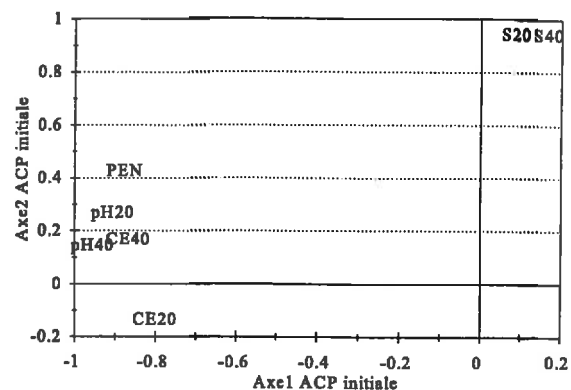
des parcelles expérimentales. Si les sols à alcali et les recouvrements sableux peuvent être globalement localisés, les différentes variables étudiées fournissent des informations parfois contradictoires sans qu'il soit possible de privilégier l'une ou l'autre afin de distinguer précisément les sols à alcali des sols bruns subarides ou l'incidence éventuelle de la nature des matériaux superficiels sur l'intensité du processus de dégradation. Ces différentes données issues des caractérisations initiale et finale ont fait l'objet de deux analyses en composantes principales.

5.1.1.2. Résultats de l'ACP réalisée à partir des résultats de la caractérisation initiale: ACP initiale

Les résultats (fig.23) montrent que le pH, la conductivité électrique et la résistance à la pénétration sont étroitement corrélés entre eux et au premier axe de l'ACP. Il traduit donc le degré d'alcalinisation des sols et représente 44.3% de la variance totale de l'échantillon. Les coordonnées de chacun des individus sur cet axe pourront être utilisées comme témoin du degré d'alcalinisation des différentes parcelles du dispositif, au même titre que le pH mesuré à 40 cm qui apparaît comme la variable la plus corrélée au premier axe de l'ACP ainsi qu'aux différentes variables étudiées. La conductivité électrique à 20 cm semble se distinguer légèrement du pH mesuré à 40 cm. En fonction des hypothèses avancées par Barbiero (1994), il faudrait y voir l'influence d'apports d'eau de ruissellement aux caractéristiques géochimiques différentes de celles issues de l'altération du substratum.



*Figure 23a: Résultats de l'ACP initiale.
Représentation des individus*



*Figure 23b: Résultats de l'ACP initiale.
Représentation des variables*

On observe une forte variabilité de l'état de dégradation des sols dont le déterminisme ne peut être commenté à partir de ces résultats (fig.24). Les sols à alcali (en foncé sur la figure) se situent sur la quasi-totalité de la parcelle F2, la partie avale et la bordure nord-ouest (côté F2) de la parcelle F1 et la partie avale côté sud de la parcelle G1. Cette zone semble à peu près

continue. Elle est entourée de sols bruns subarides présents sur la plus grande partie de la parcelle G1 et dans la partie centrale de la parcelle F1.

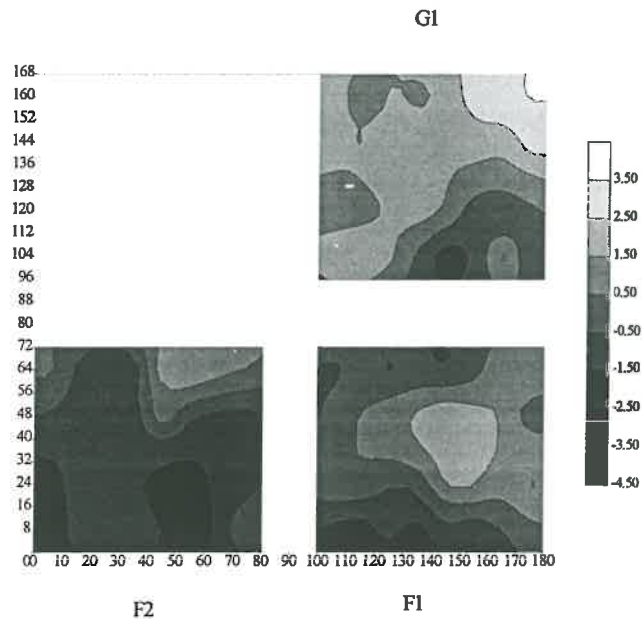


Figure 24: Répartition spatiale des sols: sols à alcali (foncé) et sols bruns subarides (clair). Interpolation par krigeage de l'axe 1 de l'ACP initiale

La distinction entre les sols à alcali et les sols bruns subarides est relativement médiocre, dans la mesure où les indicateurs sélectionnés ne permettent pas une discrimination précise entre ces deux types de sol. Cette observation est en contradiction avec l'hypothèse d'une transition rapide entre ces deux formations. A moins que ces résultats soient attribuables au fait que seuls les horizons superficiels ont été échantillonnés. Ainsi une proportion importante des parcelles du dispositif pourrait être constituée de sols à alcali dont les horizons superficiels auraient évolués favorablement dans les conditions naturelles.

Ce schéma est en accord avec les résultats obtenus par Barbiero (1994) qui a montré une bonne corrélation entre le pH, la conductivité électrique et la résistance à la pénétration, mais aussi avec la couleur du sol, sa perméabilité et la dureté de la croûte superficielle, ainsi qu'une tendance générale d'évolution des sols à alcali vers les sols bruns subarides par une bonification progressive des horizons superficiels, puis des horizons profonds.

La teneur en sables totaux est fortement corrélée au second axe de l'ACP qui représente 23.1% de la variance totale de l'échantillon. La texture des horizons superficiels apparaît donc indépendante du processus d'alcalinisation dont on peut postuler qu'il est antérieur à ces dépôts récents d'origine éolienne.

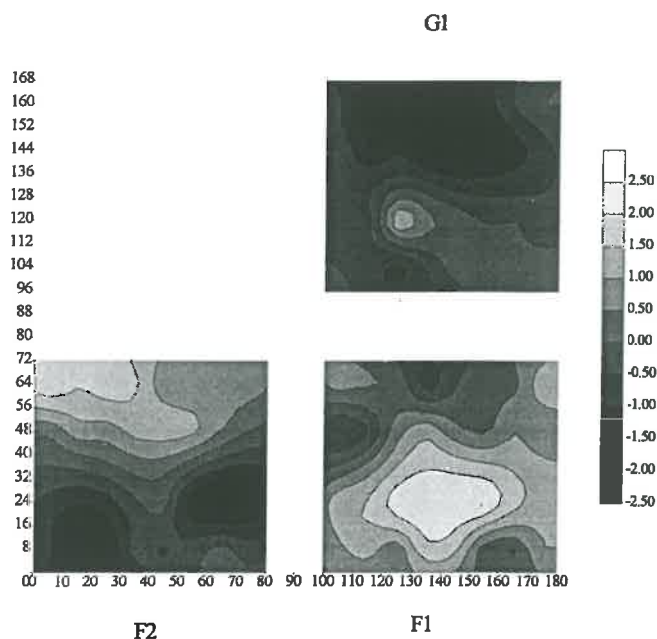


Figure 25: Répartition spatiale de la teneur en sables totaux (+ sableux en clair). Interpolation par krigeage du second axe de l'ACP finale

On observe une forte variabilité de la texture des horizons superficiels, liée à l'existence de recouvrements sableux récents d'origine éolienne qui ont recouvert les formations originelles de façon très hétérogène. Ces recouvrements demeurent limités aux horizons superficiels à l'exception de quelques zones où leur influence se fait sentir jusqu'à une profondeur d'au moins 40 cm. Ces zones ont pu être mises en évidence par la spatialisaiton par krigeage du second axe de l'ACP initiale (fig.25). Ces recouvrements sableux (en clair sur la figure) se retrouvent dans la partie amont de la parcelle F2 et dans la partie centrale et avale de la parcelle F1. Ils sont particulièrement limités, voire absents dans la partie avale de la parcelle F2 et la partie amont de la parcelle G1. Notons que le planage des parcelles lors de l'aménagement a certainement contribué à une redistribution de ces horizons superficiels.

5.1.1.3. Résultats de l'ACP réalisée à partir des résultats de la caractérisation finale: ACP finale

Les résultats (fig.26) montrent que le pH, la conductivité électrique et la conductivité hydraulique mesurés à 40, 70, 100 et 150 cm sont étroitement corrélés entre eux et avec le premier axe de l'ACP qui représente 56.2% de la variance totale de l'échantillon. Le long de cet axe les parcelles se séparent très nettement en deux groupes que nous assimilerons:

- Aux sols bruns subarides pour les valeurs négatives du premier axe de l'ACP, caractérisé par des valeurs faibles du pH et de la conductivité électrique et des valeurs élevées de la conductivité hydraulique;

- Aux sols à alcali pour les valeurs positives du premier axe de l'ACP, caractérisés par des valeurs fortes du pH et de la conductivité électrique et des valeurs faibles de la conductivité hydraulique.

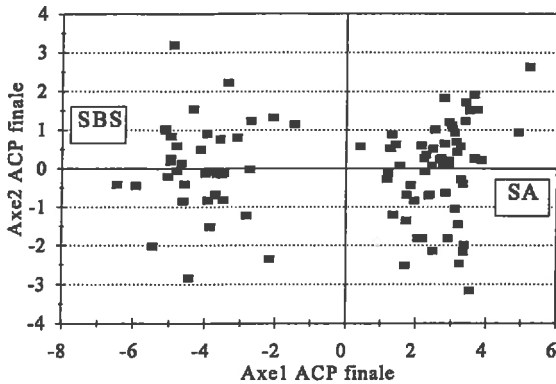


Figure 26a: Résultats de l'ACP finale.
 Représentation des individus

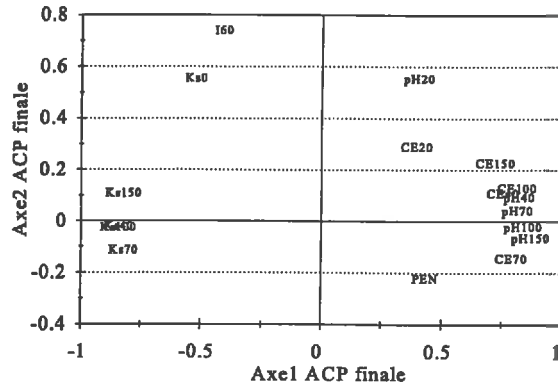


Figure 26b: Résultats de l'ACP finale.
 Représentation des variables

Cette variable sera donc utilisée par la suite pour caractériser ces deux formations. 58 parcelles (60.4%) correspondent à des sols à alcali et 38 parcelles (39.6%) à des sols bruns subarides.

Les coordonnées des parcelles expérimentales sur les premiers axes des ACP initiale et finale ont été comparées (fig.27). Il existe une bonne concordance entre ces deux variables; la confusion entre ces deux indicateurs ne concerne qu'une dizaine de parcelles, soit environ 10% de l'échantillon. Néanmoins, la caractérisation des horizons superficiels apparaît insuffisante pour apprécier précisément la nature des sols et leur répartition spatiale.

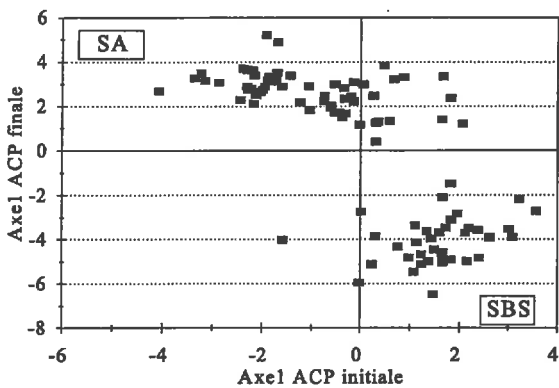


Figure 27: Relation entre les premiers axes des ACP initiale et finale

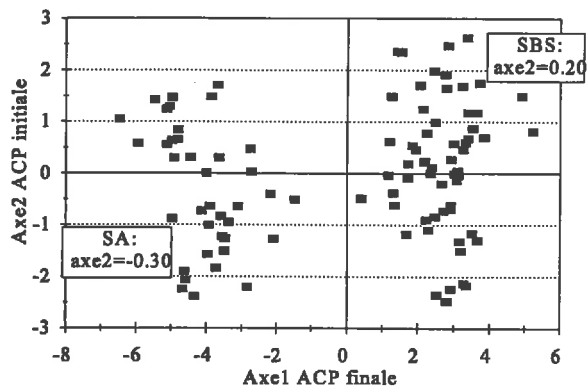


Figure 28: Relation entre le premier axe de l'ACP finale et le second axe de l'ACP initiale.

Les coordonnées des parcelles expérimentales ont aussi été représentées en fonction des valeurs du second axe de l'ACP initiale, fortement corrélé avec la teneur en sables totaux des horizons superficiels (fig.28). Contrairement aux résultats obtenus lors de la caractérisation initiale, les horizons superficiels des sols bruns subarides apparaissent globalement plus sableux que ceux des sols à alcali.

Les variables caractérisant les propriétés de l'horizon superficiel, c'est à dire le pH et la conductivité électrique mesuré à 20 cm, la résistance moyenne à la pénétration mesurée sur les 40 premiers centimètres, la capacité finale d'infiltration et surtout la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration sont représentées sur le second axe de l'ACP qui représente 7.0% de la variance totale. Cette variable sera interprétée ultérieurement; elle est apparue indépendante du type de sol, de l'état de dégradation initiale et de la texture.

5.1.1.4. Synthèse

La caractérisation des propriétés physico-chimiques des sols au-delà de 40 cm de profondeur a permis une nette différenciation entre les sols à alcali et les sols bruns subarides. Cette différenciation était restée imprécise suite à la seule étude des horizons superficiels jusqu'à 40 cm de profondeur. Les résultats semblent fortement liés aux caractéristiques initiales; la confusion entre ces deux analyses ne concerne qu'environ 10% des parcelles élémentaires du dispositif. Cette reconnaissance précise du type de sol sur chaque parcelle expérimentale sera utilisée pour l'exploitation des résultats expérimentaux. Ces types de sol ont été localisés (sols

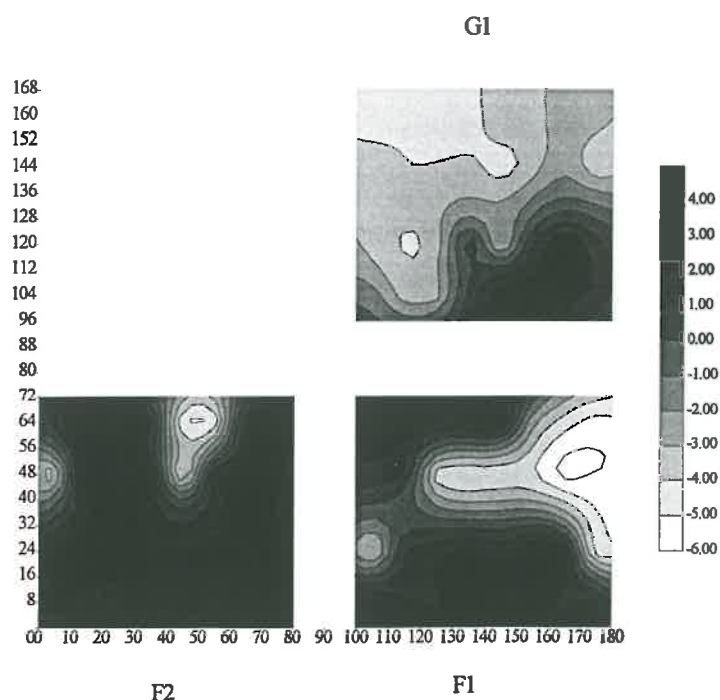


Figure 29: Répartition spatiale des sols bruns subarides (en clair) et des sols à alcali (en foncé). Interpolation par krigeage du premier axe de l'ACP finale

alcalins en foncé: sols bruns subarides: en clair) par la représentation des valeurs du premier axe de l'ACP réalisée à partir des données issues de la caractérisation finale des sols (fig.29).

Les propriétés du sol ont néanmoins évolués depuis la mise en culture, notamment en ce qui concerne les horizons superficiels. Illustrée par le second axe de l'ACP réalisée à partir des données de la caractérisation finale, cette variabilité ne représente que 7% de la variance totale qu'il convient de comparer aux 56,1% liés aux caractéristiques initiales du sol.

Les résultats expérimentaux pourront être ordonnés en fonction des différents indicateurs mis en évidence:

- **Axe 1 de l'ACP finale, permettant une nette différenciation des sols à alcali et des sols bruns subarides qui se distinguent principalement par les propriétés physico-chimiques de leurs horizons profonds;**
- **Axe 1 de l'ACP initiale, permettant d'apprécier l'intensité de l'alcalinisation des sols dans les horizons superficiels. Cet indicateur est apparu étroitement lié à l'axe 1 de l'ACP finale. S'il ne permet pas de différencier précisément les deux types de sol, il est susceptible de mieux rendre compte de la productivité de ces sols sous irrigation.**
- **Axe 2 de l'ACP initiale, permettant d'apprécier la texture des horizons superficiels localement issus de dépôts récents d'origine éolienne;**
- **Axe 2 de l'ACP finale, qui semble rendre compte d'une évolution des propriétés physico-chimiques des horizons superficiels sous l'influence de la mise en culture sous irrigation.**

5.1.2. Perméabilité des sols

La vitesse d'infiltration a été mesurée par la méthode du double-anneau (annexe 2). Ces mesures ont été réalisées 4 jours après une précédente humectation de façon à reproduire des conditions identiques à celles qui président lors des irrigations. La lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (I60, en mm) et la capacité finale d'infiltration (Ks, en mm/h) ont été analysées.

5.1.2.1. Lame d'eau infiltrée

La lame d'eau infiltrée pendant la première heure (I60) apparaît modérément influencée par les propriétés initiales des horizons superficiels (fig.30). Néanmoins, la lame d'eau infiltrée médiane passe de 15.9 mm pour les sols à alcali, à 30.5 mm pour les sols bruns subarides pour une fréquence d'humectation de 4 jours. La texture des horizons superficiels n'a aucune influence sur la lame d'eau infiltrée.

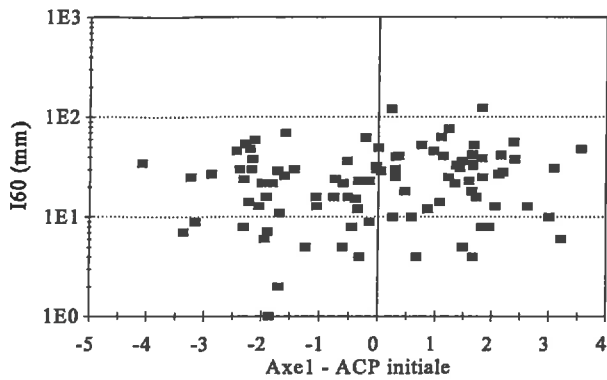


Figure 30a: Relation entre la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (I60) et le premier axe de l'ACP initiale.

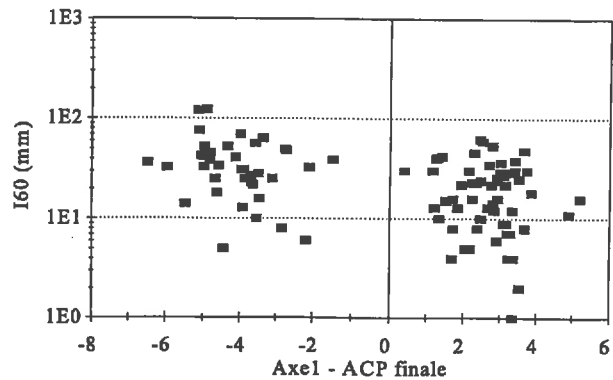


Figure 30b: Relation entre la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (I60) et le premier axe de l'ACP finale.

5.1.2.2. Capacité finale d'infiltration

Les valeurs obtenues sont sensiblement inférieures à celles de la lame d'eau infiltrée (I60), illustrant la forte contribution de l'infiltrabilité initiale des sols (sorption et fissuration) lors de l'infiltration. L'influence des caractéristiques initiales des horizons superficiels apparaît désormais beaucoup plus nettement (fig.31a). Cela se traduit par un sextuplement de la capacité finale d'infiltration médiane qui passe de 1.1 mm/h pour les sols à alcali à 6.8 mm/h pour les sols bruns subarides (fig.31b).

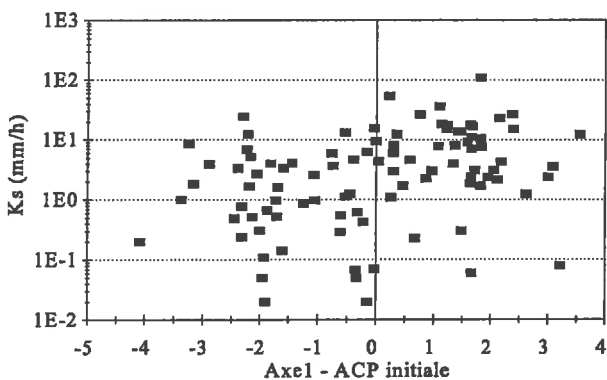


Figure 31a: Relation entre la capacité finale d'infiltration (Ks) et le premier axe de l'ACP initiale.

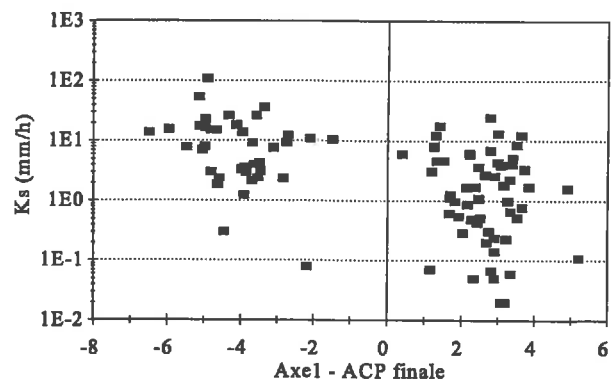


Figure 31b: Relation entre la capacité finale d'infiltration (Ks) et le premier axe de l'ACP finale.

Il subsiste néanmoins une confusion importante entre ces deux types de sol dans la mesure où la perméabilité mesurée sur une proportion importante des sols à alcali peut atteindre des valeurs comparables à celles mesurées sur les sols bruns subarides. Dans ces circonstances, seuls les horizons profonds apparaissent dégradés. Lorsque cette dégradation touche les horizons superficiels, les sols sont quasiment imperméables. Les résultats atteignent des valeurs très faibles, inférieures à 1 voire 0.1 mm/h. Comme en ce qui concerne la lame d'eau infiltrée (I60), la perméabilité des sols est apparue indépendante de la texture.

5.1.3. Conductivité hydraulique à saturation

La conductivité hydraulique à saturation a été mesurée par la méthode du perméamètre de Guelph (annexe 2) aux profondeurs de 40, 70, 100 et 150 cm.

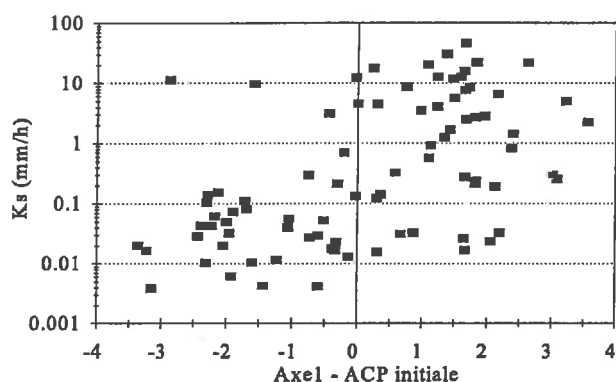


Figure 32a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et le premier axe de l'ACP initiale à 40 cm de profondeur

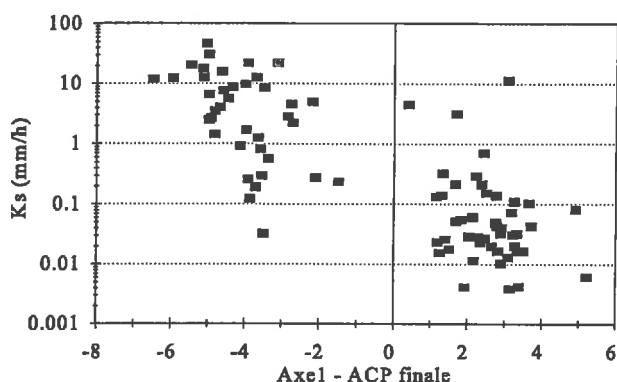


Figure 32b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et le premier axe de l'ACP finale à 40 cm de profondeur

A 40 cm de profondeur, l'influence du type de sol (fig.32b) ou des caractéristiques initiales des horizons superficiels (fig.32a) sur la conductivité hydraulique apparaît plus déterminante. La conductivité hydraulique à saturation médiane est environ 60 fois plus élevée sur les sols bruns subarides (3.2 mm/h) que sur les sols à alcali ($5.1 \cdot 10^{-2}$ mm/h). Néanmoins une partie des parcelles caractérisées présente un comportement intermédiaire caractérisé par une perméabilité excessive pour les SA, ou trop faible pour les SBS.

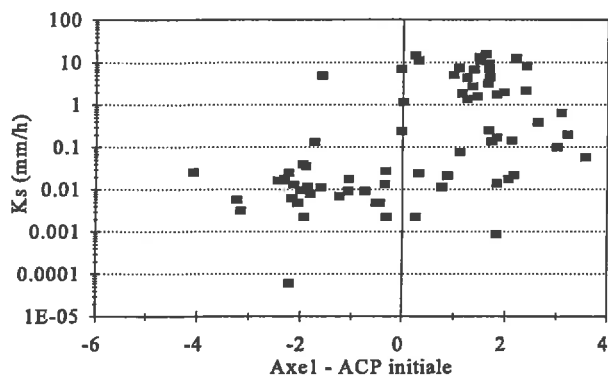


Figure 33a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et le premier axe de l'ACP initiale à 70 cm de profondeur

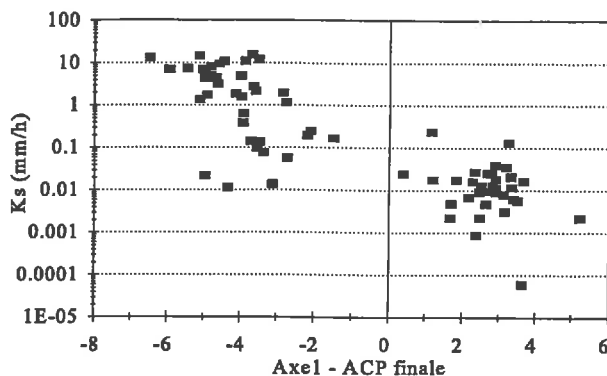


Figure 33b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et le premier axe de l'ACP initiale à 70 cm de profondeur

A 70 cm de profondeur (fig.33), la différenciation entre sols bruns subarides et sols à alcali est encore plus nette bien qu'il subsiste encore quelques valeurs de perméabilité très faibles par rapport à la médiane des sols bruns subarides. La conductivité hydraulique à saturation médiane s'élève à 1.4 mm/h pour les sols bruns subarides et à $1.3 \cdot 10^{-2}$ mm/h pour les sols à alcali, soit environ 100 fois inférieure.

A 100 et 150 cm de profondeur (fig.34 et 35), la différenciation entre les deux types de sol est désormais très bonne et les résultats de conductivité hydraulique apparaissent à peu près équivalents à ceux mesurés à 70 cm de profondeur. On obtient respectivement:

- 1.6 mm/h (SBS) et $1.2 \cdot 10^{-2}$ mm/h (SA) à 100 cm de profondeur; et:
- 1.7 mm/h (SBS) et $1.5 \cdot 10^{-2}$ mm/h (SA) à 150 cm de profondeur.

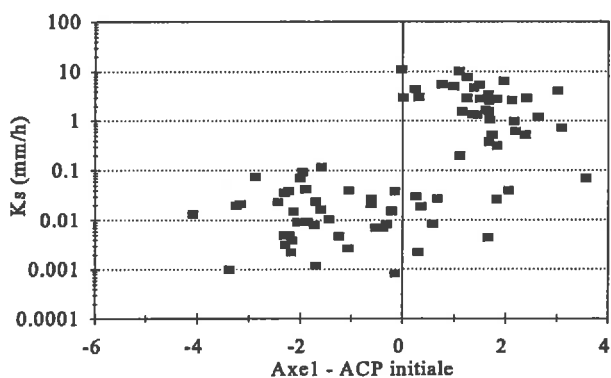


Figure 34a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) à 100 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP initiale

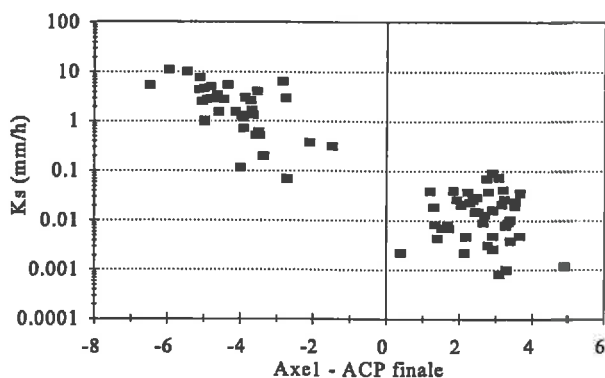


Figure 34b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) à 100 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP finale

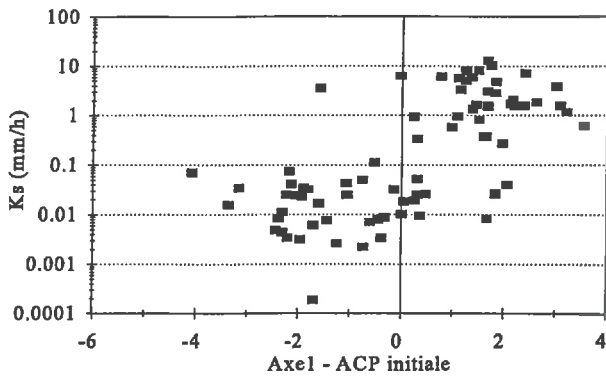


Figure 35a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) à 150 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP initiale

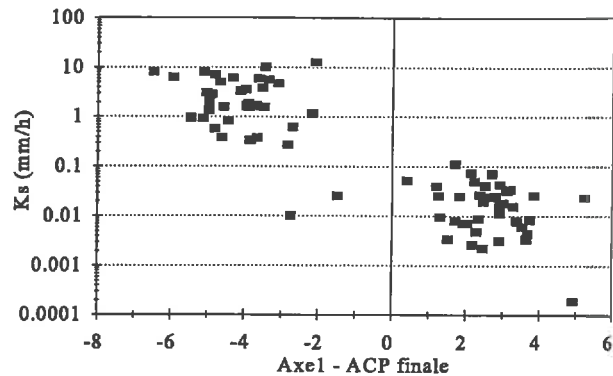


Figure 35b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (K_s) à 150 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP finale

Que ce soit au sein des sols à alcali ou des sols bruns subarides, la conductivité hydraulique varie peu tandis qu'on observe une variation brutale, environ d'un facteur 100, entre ces deux formations à partir de 40 cm de profondeur. Cette différence est beaucoup moins tranchée dans les horizons superficiels. Cette observation privilégie l'hypothèse d'un seuil aux dépens d'une dégradation progressive des propriétés physiques des sols par sodisation. Néanmoins, certaines parcelles montrent un comportement intermédiaire qui doit être attribué, en fonction du processus d'évolution des sols mis en évidence par Barbiero (1994):

- Pour les sols bruns subarides, à la persistance d'agrégats compacts alors que le profil a globalement été lessivé. Dans ces circonstances, ces horizons imperméables s'observent à 40 et 70 cm de profondeur alors que les horizons sous-jacents apparaissent beaucoup plus perméables. Cette observation doit être rapprochée des observations concernant un remaniement des horizons profonds qui a été attribué à l'activité de vers de terre.
- Pour les sols à alcali, à l'existence d'écoulements préférentiels témoignant de la réduction progressive de macro agrégats sodiques et imperméables alors que la base du profil demeure alcaline et sodique. Cette bonification s'observe jusqu'à 40 cm de profondeur et confirme les observations morphologiques réalisées par Barbiero (1994).

5.1.4. Densité apparente et porosité

La densité apparente moyenne de l'horizon 20-40 cm a été mesurée sur une partie des parcelles élémentaires à l'aide d'un gamma-densitomètre à transmission directe avant le démarrage de l'expérimentation (Barbiero, 1990).

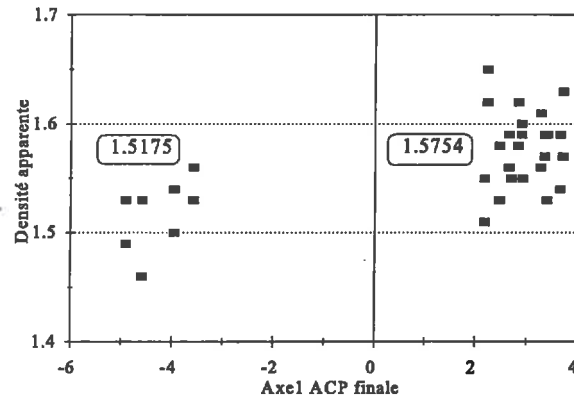


Figure 36: Relation entre la densité apparente et le premier axe de l'ACP finale.

La densité apparente moyenne s'élève à 1.517 pour les sols bruns subarides et à 1.575 pour les sols à alcali (fig.36). La différence mesurée est significative (seuil de 10^{-4}). En fonction d'une densité réelle du matériau évalué à 2.60 par Féau (1976) lors de la prospection pédologique initiale du périmètre de Lossa, la porosité totale des sols s'élève à 41.6% pour les sols bruns subarides et 39.4% pour les sols à alcali.

La dégradation conduit donc à une augmentation de la densité apparente, et à une diminution de la porosité et de la conductivité hydraulique. Modérée dans les horizons superficiels, cette réduction atteint un facteur 100 dans les horizons profonds. On voit ici qu'une augmentation relativement faible de la densité apparente peut conduire à une diminution importante et brutale de la conductivité hydraulique, vraisemblablement liée à une réduction de la macro porosité.

5.1.5. Sodisation et dégradation des propriétés physiques

Afin d'apprécier la relation entre le taux de sodium échangeable (ESP) et une dégradation des propriétés physiques, nous avons représenté l'ESP, mesuré à une profondeur de 40 cm sur une partie des parcelles non gypsées du dispositif expérimental, en fonction des premiers axes des ACP réalisées à partir des données issues des caractérisations initiales et finales (fig.37).

Les sols à alcali sont caractérisés par un taux de sodium échangeable supérieur à une valeur comprise entre 5% à 10% de la CEC. Conformément aux résultats de l'ensemble des parcelles présentés précédemment, ce phénomène semble rendre compte de l'existence d'un seuil à partir duquel on observe une dégradation des propriétés physiques par sodisation (fig.37b). Seule une parcelle, identifiée comme appartenant aux sols à alcali, montre une valeur inférieure à ce seuil. Il s'agit d'une parcelle dont seuls les horizons profonds sont dégradés; elle était apparue peu alcaline lors de la caractérisation initiale qui ne concernait que les horizons

superficiels jusqu'à 40 cm de profondeur (fig.37a). Par ailleurs, le taux de sodium échangeable augmente à mesure que le sol devient plus alcalin, puis se stabilise entre 25 et 30 % de la CEC.

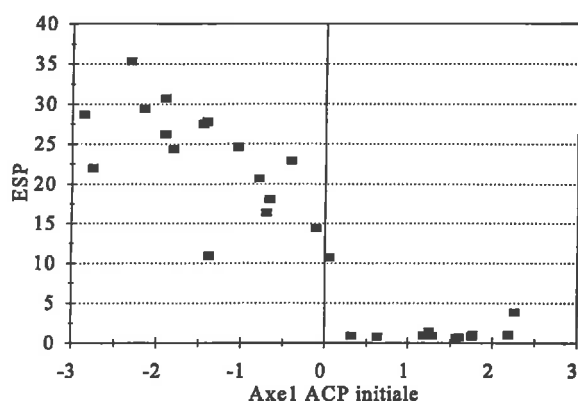


Figure 37a: Relation entre l'ESP et le premier axe de l'ACP initiale

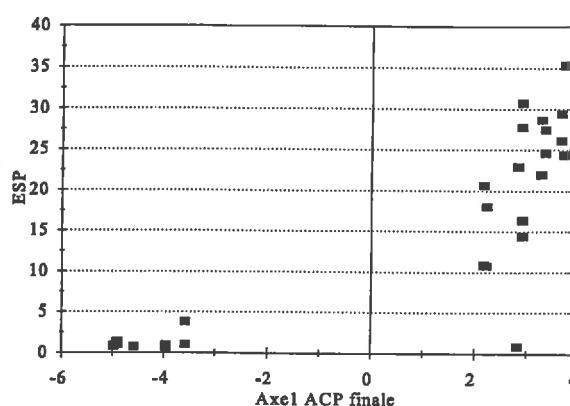


Figure 37b: Relation entre l'ESP et le premier axe de l'ACP finale

Pour ces parcelles, nous avons représenté l'ESP en fonction de la conductivité hydraulique mesurée à 40 cm de profondeur (fig.38).

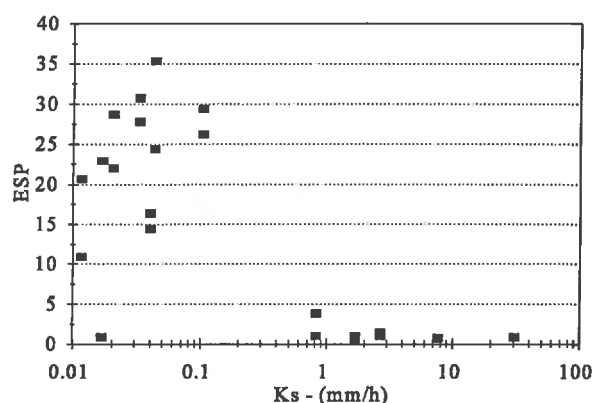


Figure 38: Relation entre l'ESP et la conductivité hydraulique à saturation mesurée à 40 cm de profondeur

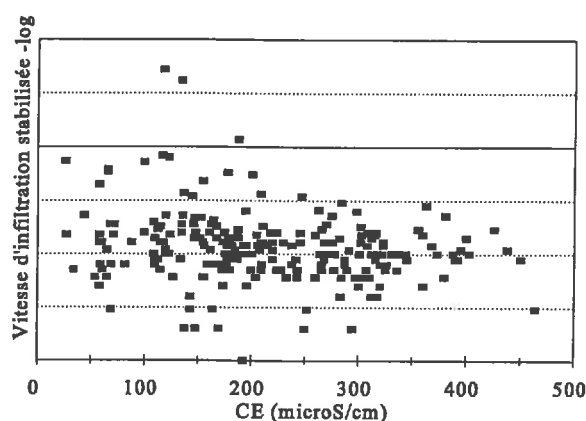


Figure 39: Relation entre la vitesse d'infiltration mesurée au perméamètre de Guelph et la conductivité électrique mesurée sur extrait au 1/5

A l'exception d'un échantillon, ce sont effectivement les parcelles les moins perméables qui correspondent qui correspondent à un ESP supérieur au seuil de 5 à 10%. Cet échantillon, classé dans les sols à alcali et dont les horizons superficiels sont apparus peu alcalins, a vraisemblablement perdu son caractère sodique sans que sa perméabilité en ait été améliorée. Barbiero (1994) avait déjà observé que la transition entre les sols à alcali et les sols bruns

subarides se manifestait tout d'abord par une perte du caractère alcalin avant d'acquies les traits morphologiques des sols bruns subarides.

Au sein de ces parcelles sodiques, la conductivité hydraulique tend à augmenter légèrement à mesure que l'ESP augmente (fig.38). Cette augmentation paradoxale de la conductivité hydraulique pourrait être liée à une augmentation de la conductivité électrique et de la pression osmotique dont il est admis qu'elle puisse jouer un rôle dans la stabilité structurale des sols sodiques. La relation entre la conductivité électrique et la vitesse d'infiltration mesurée au perméamètre de Guelph a été représentée pour toutes les parcelles élémentaires identifiées comme faisant partie des sols à alcali de 40 à 150 cm de profondeur (fig.39). Il n'apparaît aucune relation entre ces paramètres. La conductivité électrique serait donc systématiquement trop faible pour induire un effet flocculant sur la matrice argileuse.

5.1.6. Conclusions

Les sols à alcali se distinguent des sols bruns subarides par:

- Une augmentation de la densité apparente qui passe de 1.5175 à 1.5754, soit une diminution de la porosité de 41.2 à 39.5%;
- Une diminution de la conductivité hydraulique d'autant plus importante que la profondeur augmente (fig.40);
- Une diminution de la lame d'eau infiltrée pendant les irrigations. Appréciée par la mesure du volume infiltré dans un double-anneau pendant la première heure d'infiltration (I60), elle passe de 30.5 à 15.9 mm.

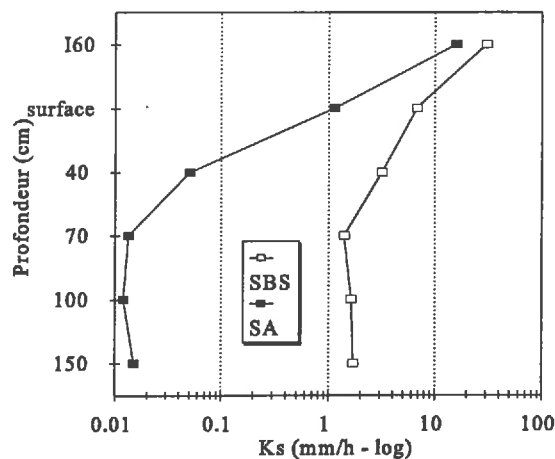


Figure 40: Profil de perméabilité des sols bruns subarides (SBS) et des sols à alcali (SA)

La dégradation des propriétés physiques se produit à partir d'un seuil proche de 5 à 10% de sodium échangeable sur le complexe adsorbant. Ce seuil, apprécié à partir de données

obtenues vers une profondeur de 40 cm pourrait être revu à la baisse dans les horizons superficiels sous l'influence du pouvoir défloculant d'une eau d'irrigation très peu chargée.

5.2. Présentation des paramètres "physiques" de la simulation

5.2.1. Paramètres climatiques

L'évapotranspiration potentielle décadaire moyenne de la station de Tillabéry, calculée selon la formule de Penman par l'AGRHYMET (Morel, 1992) a été utilisée dans les simulations (tab.6). Ces données ont été ramenées à des valeurs instantanées en utilisant la procédure proposée par Maraou (1994).

Tableau 6 : Évapotranspiration potentielle décadaire (mm/j) de la station de Tillabéry

Déc.	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
1	7.2	8.0	8.5	8.1	6.9	5.8	4.8	4.1	4.7	6.2	6.9	6.7
2	7.2	8.2	8.4	8.0	6.6	5.5	7.6	8.4	8.2	7.3	6.4	5.2
3	7.6	8.4	8.2	7.3	6.4	5.2	4.2	4.2	5.6	6.8	7.3	6.7

La méthode proposée par Casenave et Valentin (1989) permet de rendre compte du ruissellement mesuré sur les sols du périmètre de Lossa (Marlet et Lidon, 1991). Elle a donc été utilisée pour calculer la pluie efficace lors des épisodes pluviométriques.

$$Lr = a.Lp + b.IK + c.Lp.IK + d, \text{ avec } IK_n = (IK_{n-1} + Lp_{n-1}).e^{-\alpha(t_n - t_{n-1})}$$

Où:
 Lr est la lame d'eau ruisselée (mm);
 Lp est la lame d'eau précipitée (mm)
 IK est un indice d'antériorité décrivant l'état d'humectation des horizons superficiels
 t est la durée entre les pluies (j)
 a=0.9; b=0.05; c=0.002 et d=-10 sont 4 coefficients fonction du type de sol
 $\alpha=0.5$

Les années 1990 et 1991 ont été considérées puis reproduites pendant toute la durée de la simulation. Les données sont présentées en annexe 3.

5.2.2. Paramètres cultureux

Deux cultures annuelles ont été considérées. Elles sont mises en place: le 10 juillet pour le cycle de culture de saison des pluies, et le 20 novembre pour le cycle de culture de saison

sèche. La croissance de la LAI a été simulée en fonction du modèle proposé par Baret (1987):

$$LAI = LAI_{\max} \cdot \left(\frac{1}{1 + e^{a(t-t_i)}} - e^{b(t-t_f)} \right)$$

avec: $LAI_{\max} = 4.5$: valeur maximale du LAI au cours du cycle
 $a = -0.2$: paramètre de courbure traduisant la vitesse de croissance de la LAI
 $t_i = 30$ j : inflexion de la croissance ($LAI = 0.5 LAI_{\max}$)
 $b = 0.1$: paramètre de courbure traduisant la vitesse de sénescence
 $t_f = 100$ j : fin du cycle de la culture

Les besoins en eau des cultures ont été calculés en considérant un coefficient cultural (K_c) maximal de 1.1 pendant la saison des pluies et 1.2 pendant la saison sèche (Doorenbos et Pruitt, 1975). L'évaporation potentielle du sol nu a été calculée à partir d'un coefficient d'extinction de la loi de Beer estimé à 0.6.

La croissance racinaire a été simulée en fonction du modèle proposé par Maraun (1994). Il nécessite la connaissance de:

- La densité maximale de racines en surface, estimée à 0.2 cm/cm³;
- La profondeur potentielle d'enracinement, généralement observée autour de 80 cm;
- La durée de croissance du système racinaire, proche de 40 jours pour une culture de maïs ou de sorgho dont le cycle a une durée totale de 100 jours; et:
- Un paramètre de courbure, estimé à 0.06, décrivant une diminution exponentielle de la densité racinaire avec la profondeur.

Les valeurs du paramètre α , décrivant le taux d'extraction racinaire à une profondeur donnée ont été calculées en fonction des valeurs suivantes du potentiel matriciel de l'eau du sol: $h_1 = 0$ cm; $h_2 = -10$ cm; $h_3 = -200$ cm et $h_4 = -2000$ cm.

5.2.3. Caractéristiques des irrigations

Les doses moyennes infiltrées et les dates des irrigations ont été évaluées par le logiciel SEPI (Marlet et Clopès, à paraître) aux cours des années 1989 et 1990, en fonction de la pluviométrie et des modalités d'irrigation pratiquées sur la station de Lossa. Une fréquence d'une irrigation tous les 4 jours a été considérée, puis modulée en fonction des épisodes pluviométriques. Dans ces conditions la dose moyenne infiltrée s'élève à 24.8 mm. Durant les 14 premiers jours de chaque cycle, cette fréquence a été ramenée à une irrigation tous les 8 jours, soit une dose de 36.4 mm. Les données utilisées sont présentées en annexe 3.

Lors des simulations, l'infiltrabilité des sols est apparue inférieure à celle mesurée lors

des irrigations ou des épisodes pluviométriques. Ce phénomène doit être attribué au fait que la fissuration superficielle des sols n'est pas prise en compte par le modèle. Afin d'assurer l'infiltration de la lame d'eau mesurée, le flaquage de l'eau a été autorisé.

En fonction des analyses d'eau d'irrigation, trois périodes ont été distinguées pendant lesquelles la concentration de l'eau d'irrigation en K, Na, Ca et Mg est considérée comme constante (Tab.6). En première approximation, les chlorures et sulfates, dont les faibles proportions dans l'eau d'irrigation n'ont pu être mesurées précisément, n'ont pas été pris en compte. L'alcalinité a été calculée en fonction de la neutralité électrique de la solution.

Tableau 7: Composition cationique de l'eau d'irrigation

(Milli moles/litre)	K	Na	Ca	Mg
Etiage (mars à juillet)	0.19	0.47	1.02	0.64
Début crue (août à sept.)	0.19	0.56	0.69	0.42
Pleines eaux (oct. à fév.)	0.08	0.30	0.15	0.10

5.2.4. Conditions initiales et à la limite inférieure du profil

Des conditions initiales homogènes ont été définies. La teneur en eau a été supposée à la capacité au champ, généralement considérée comme proche de pF 1.8 ou un potentiel de l'eau du sol de -63 cm. Les conditions à la limite inférieure du système nous étant inconnues, le potentiel limite a été estimé égal à -63 cm pendant toute la simulation. La composition initiale de la solution du sol a été considérée en équilibre avec la matrice solide. Ces conditions seront définies dans un prochain paragraphe consacré à l'étude des mécanismes géochimiques.

5.2.5. Paramètres de transfert

Trois horizons ont été distingués à partir de valeurs distinctes de la conductivité hydraulique à saturation. En dehors des valeurs de conductivité hydraulique à saturation, un profil de sol homogène a été considéré. La relation "succion (ψ).vs.humidité volumique (θ)" a été obtenue sur échantillons de sol remaniés pour différentes teneurs en "argile+limon". Seuls les résultats concernant une texture médiane ont été retenus, puis ajustés selon le modèle de Van Genuchten (1980). La relation "conductivité hydraulique (K).vs.humidité volumique (θ)" a été obtenue en fonction de la conductivité hydraulique à saturation (K_s) et les résultats de l'ajustement $\theta(\psi)$ selon le modèle de Mualen (1976) et Van Genuchten (1980). La diffusion effective a été considérée égale pour tous les solutés. La dispersivité a été estimée en fonction de la taille moyenne des agrégats. Ces différents paramètres sont présentés dans le tableau 7.

Tableau 8: *Présentation des paramètres de transferts des sols bruns subarides*

	Horizon 1 (0-25 cm)	Horizon 2 (25-55 cm)	Horizon 3 (55-160 cm)
Conductivité hydraulique à saturation (Ks)	6.8 mm/h	3.2 mm/h	1.5 mm/h
Densité apparente	1.518		
Porosité totale	41.6 %		
Paramètres d'ajustement du modèle de Van Genuchten (1980)	$\theta_s = 0.416$ $\theta_r = 0.0717$ $\alpha = 0.016$ $n = 1.389$		
Diffusion effective	0.03 cm ² /h		
Dispersivité (*)	1 cm	5 cm	

(*) estimé en fonction du diamètre moyen des agrégats

6. Détermination des mécanismes géochimiques d'alcalinisation nécessaires à la mise en oeuvre du modèle géochimique

6.1. Etude des équilibres entre la solution du sol et les minéraux

6.1.1. Méthode d'étude

Les caractéristiques géochimiques des sols et les mécanismes responsables de la genèse des sols alcalins dans les conditions naturelles sur le périmètre de Lossa ont fait l'objet d'une étude approfondie par Barbiero (1994). Ces résultats analytiques (annexe 4) ont été utilisés en vue d'une analyse plus détaillée des équilibres géochimiques, nécessaire à la mise en oeuvre du modèle couplé. Elle repose sur l'étude des diagrammes de concentration et sur le postulat implicite que la composition de la solution du sol résulte de la concentration progressive des produits d'altération du substratum.

L'étude s'appuie sur des bilans ioniques réalisés sur des extraits de pâtes saturées. 72 échantillons ont été prélevés sur une parcelle du périmètre de Lossa qui n'avait pas encore été mise en culture depuis l'aménagement de la station. Les pâtes saturées ont été maintenues au repos pendant une période de 24 heures avant extraction. Les analyses ont été réalisées par la technique de la chromatographie ionique. Les éléments décelés et quantifiés sont : Na, K, Ca, Mg, NH₄, Cl, SO₄, F, NO₃, NO₂, PO₄, ainsi que les oxalates. Le pH a été mesuré au sein de la pâte saturée. L'alcalinité a été estimée à partir de l'équation de neutralité électrique de la solution; des mesures réalisées à titre de vérification ont permis de constater un bon accord entre cette estimation et le dosage par titrimétrie. La silice a été dosée par colorimétrie. La pCO₂ a été calculée à partir du pH et de l'alcalinité, essentiellement carbonatée.

L'estimation du degré de concentration des extraits est appréhendée à l'aide d'un élément chimique utilisé comme traceur. Il est supposé ne pas interagir avec son environnement, c'est à dire la matrice solide du sol. Du fait de leur très forte solubilité et de leur faible implication dans les phénomènes d'échange ou de précipitation/dissolution, les ions chlorures sont généralement utilisés comme traceur chimique pour l'étude des mécanismes de concentration. Le facteur de concentration de la solution considérée : F_{c_i}, est alors exprimé comme le rapport entre la teneur en ions chlorure : [Cl_i⁻] et celle de la solution la plus diluée de la gamme étudiée : [Cl₀⁻] (Gallali, 1980) :

$$F_{c_i} = \frac{[Cl_i^-]}{[Cl_0^-]}$$

Les ions chlorure ont été utilisés comme traceur chimique avec succès dans les milieux

où ils sont naturellement abondants (Guédari, 1984; Vallès, 1987; Laraque, 1991). Mais lorsque des apports chlorurés affectent une eau faiblement concentrée, ils donnent parfois des résultats médiocres et d'autres traceurs chimiques ont pu lui être préférés : potassium (Guédari, 1984), magnésium (Loyer, 1989), force ionique des solutions (N'Diaye, 1987) ou somme des cations (Gonzalez-Barrios, 1992), bien que ces deux derniers paramètres soient en principe impropres au traçage. Les résultats montrent que les teneurs en ions chlorure sont faibles et apparaissent relativement indépendantes du degré de concentration de la solution du sol. Ce phénomène est dû à un double processus de minéralisation des sols identifié par Barbiero (1994). Le substratum ne contient qu'une très faible quantité d'ions chlorure (et sulfate) dont l'origine dans les sols doit être attribuée à des apports par les eaux de ruissellement. Les ions chlorure et sulfate ne seront pas traités dans les interprétations ultérieures.

Dans le cadre des eaux au faciès chimique alcalin carbonaté, les teneurs en ion sodium apparaissent proportionnelles au degré d'avancement du phénomène d'alcalinisation (Vallès *et al.*, 1991). Les résultats des analyses chimiques ont été ordonnés en fonction de leur teneur en ion sodium bien qu'ils soient vraisemblablement impliqués dans des phénomènes d'échanges cationiques. Nous reviendrons ultérieurement sur le caractère conservatif des ions sodium et sa représentativité en tant que traceur de concentration de la solution du sol. Les résultats des analyses ont été traités par le modèle AQUA (Vallès et DeCockborne, 1992), dérivé du modèle GYPSOL (Vallès et Bourgeat, 1988). Il permet de calculer l'activité des espèces dissoutes à partir des concentrations et d'apprécier l'état de saturation des solutions prélevées par rapport aux minéraux susceptibles de se dissoudre ou de précipiter dans le sol.

6.1.2. Etude des diagrammes de concentration

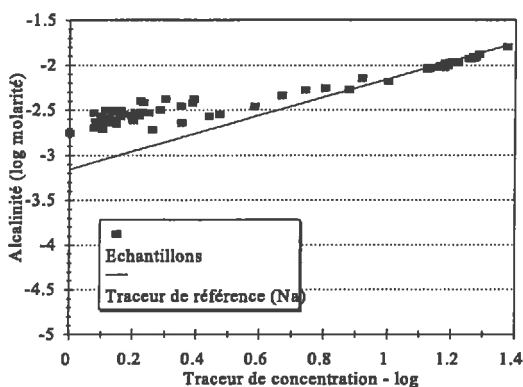


Figure 41: Diagramme de concentration: alcalinité carbonatée

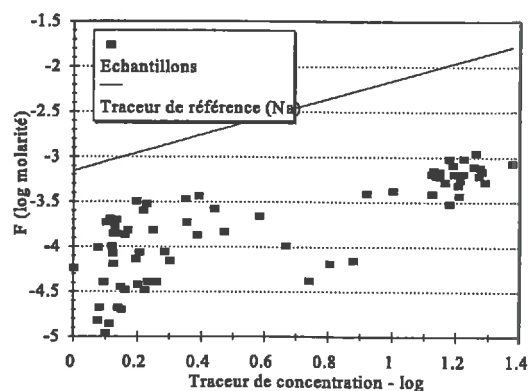


Figure 42: Diagramme de concentration: fluor

L'alcalinité augmente tout au long du diagramme de concentration (fig. 41), mais moins rapidement que la molarité en sodium. Elle présente un comportement d'ion majoritaire suivant le concept d'alcalinité résiduelle généralisée (Droubi, 1976). Les solutions les plus concentrées, assimilées aux sols à alcali, et les solutions les moins concentrées, assimilées aux sols bruns subarides, se distinguent par un quadruplement de l'alcalinité alors que le traceur (Na) se concentre d'un facteur 10 environ. Comme l'alcalinité, les fluorures augmentent tout au long du diagramme de saturation (fig.42). Pour les Sols Bruns Subarides, les teneurs en fluorures sont variables et l'augmentation de la molarité en fluorure apparaît plus rapide que celle du traceur de concentration. Pour les sols alcalins, les teneurs en fluorures sont élevées; ces ions apparaissent généralement sous la forme de traces dans les solutions du sol à l'exception de quelques saumures alcalines des milieux évaporants Est-Africains (Gueddari, 1984; Chernet et Travi, 1993). Sur le site de Lossa, on observe sur les pates saturées des teneurs de l'ordre de la millimole/litre. La molarité en fluor augmente désormais à un rythme légèrement inférieur à celui du facteur de concentration et présente donc un comportement d'ion majoritaire, identique à celui de l'alcalinité.

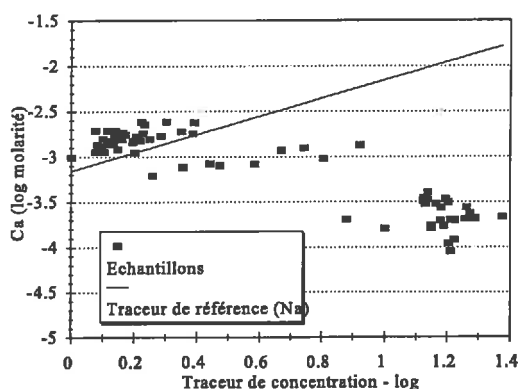


Figure 43: Diagramme de concentration: calcium

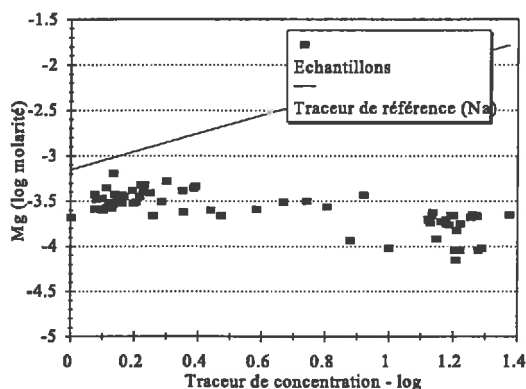


Figure 44: Diagramme de concentration: magnésium

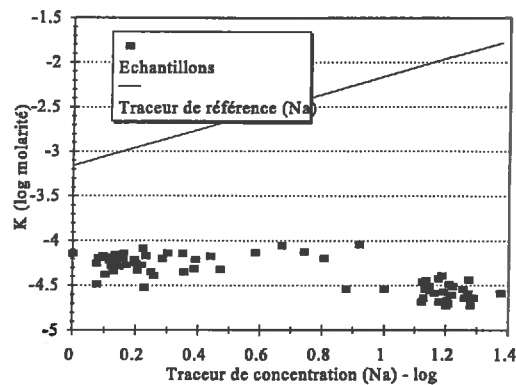


Figure 45: Diagramme de concentration: potassium

A mesure que la solution du sol se concentre, on observe une diminution des molarités en calcium (fig.43), magnésium (fig.44) et potassium (fig.45) qui présentent donc un comportement d'ions minoritaires conformément au concept d'alcalinité résiduelle généralisée. Ce comportement indique l'existence d'un phénomène de contrôle qui ne peut être expliqué par une fixation sur le complexe d'échange dans la mesure où la composition du complexe d'échange, en équilibre avec la solution du sol, montre une diminution des proportions en calcium, magnésium et potassium échangeable pour les sols les plus alcalins.

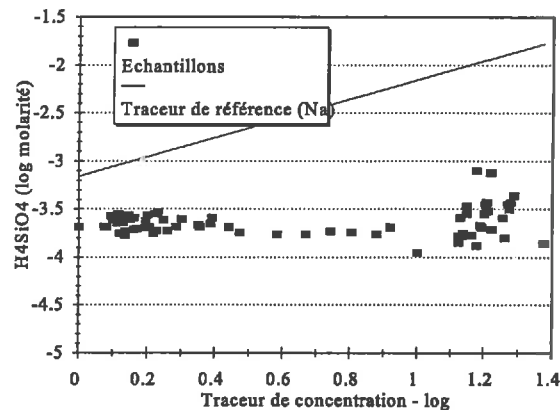


Figure 46: Diagramme de concentration: silice

La molarité en silice est relativement constante. Cependant, elle montre une tendance à l'augmentation et surtout une plus forte variabilité pour les solutions les plus concentrées. Malgré la présence de silice amorphe identifiée dans les sols, la solution apparaît fortement sous-saturé par rapport à ce minéral dont les conditions d'équilibre sont définies par :



Cet équilibre n'a vraisemblablement pas pu être atteint au sein de la pâte saturée du fait d'une dissolution lente de la silice amorphe (Iler, 1979 ; Dandurand *et al.*, 1982).

6.1.3. Contrôle du calcium

Les résultats d'analyse, replacés dans le diagramme de saturation de la calcite, indiquent que les extraits sont sursaturés par rapport à ce minéral. Lorsque le diagramme de saturation est

représenté en fonction de la pCO_2 (fig.47), on observe que la sursaturation de la solution augmente avec la diminution de la pCO_2 . Ce phénomène est classique et a déjà été souligné par différents auteurs. Gac (1979) et Dosso (1980) avancent l'hypothèse d'une sursaturation liée à la présence de calcites de solubilité différente; Vallès (1987) et Ribolzi *et al.* (1993) ont montré que ce phénomène pouvait être attribué à un déséquilibre thermodynamique lié au dégazage du CO_2 de la solution et à l'augmentation du pH qui en résulte.

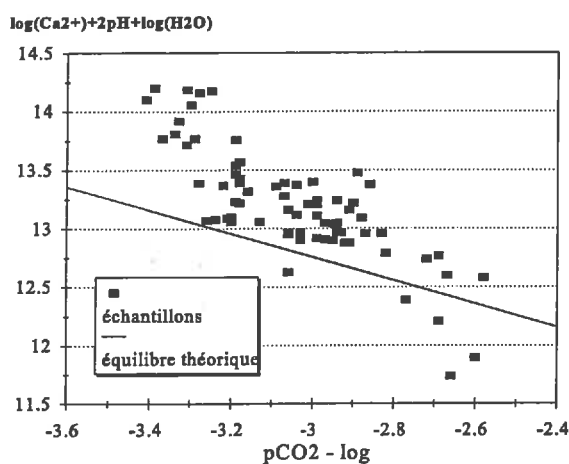


Figure 47: Diagramme de saturation par rapport à la calcite

Les résultats d'analyse, replacés dans le diagramme de saturation de la fluorine (CaF_2), indiquent que la saturation par rapport à ce minéral est atteinte pour les solutions les plus concentrées (fig.48).

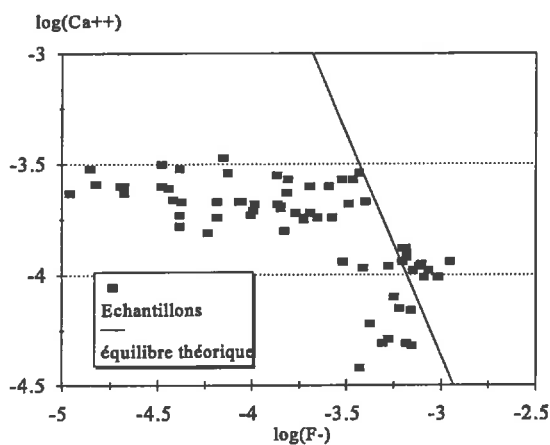


Figure 48: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à la fluorine

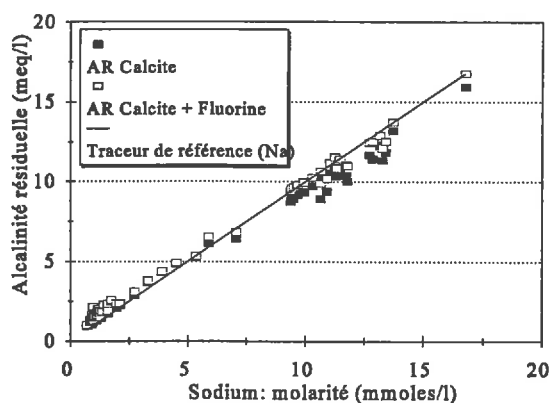


Figure 49: Relation entre la molarité en sodium (facteur de concentration) et l'alcalinité résiduelle "Calcite + Fluorine"

La précipitation de calcite et de fluorine contribuent donc au contrôle des teneurs en calcium qui décroissent lors de la concentration de la solution du sol conformément au concept d'alcalinité résiduelle généralisée appliqué la précipitation de la calcite et de la fluorine. L'influence réelle des fluorures dans le contrôle du calcium doit être appréciée à hauteur de leurs molarités respectives ou de la contribution de la précipitation de la calcite et de la fluorine à l'évolution de l'alcalinité résiduelle généralisée (fig.49). La contribution de la fluorine à l'évolution de l'alcalinité résiduelle généralisée est tout d'abord nulle (pas de précipitation de fluorine) puis reste faible pour les solutions plus concentrées. La précipitation de fluorine contribue de façon marginale au contrôle de la molarité en calcium qui doit essentiellement être attribué à la précipitation de calcite. Enfin, l'alcalinité résiduelle généralisée augmente moins vite que la molarité en sodium. Ce phénomène ne peut pas s'expliquer par un apport de sodium alors que le sodium en solution est adsorbé sur le complexe d'échange au cours du phénomène de concentration. Cela signifie alors qu'une partie de l'alcalinité est neutralisée par la précipitation d'autres minéraux qui interviennent dans le contrôle du potassium et du magnésium. Malheureusement, peu d'arguments minéralogiques permettent d'identifier la nature de ces minéraux.

6.1.4. Contrôle du magnésium

Des analyses réalisées sur des précipitations calcaires prélevées au sein des profils montrent que la calcite comprend environ 2% de magnésium (Barbiero, 1994). Des proportions similaires ont déjà été décelées au Tchad (Rieu, 1978; Gac, 1979) lors d'expériences d'évaporation en bac des eaux du Chari. Mais les faibles quantités de magnésium décelées dans la calcite ne suffisent pas à expliquer le contrôle du magnésium observé dans le cas des solutions riches en sodium. Aussi la précipitation de silicates magnésiens, déjà mise en évidence au Tchad

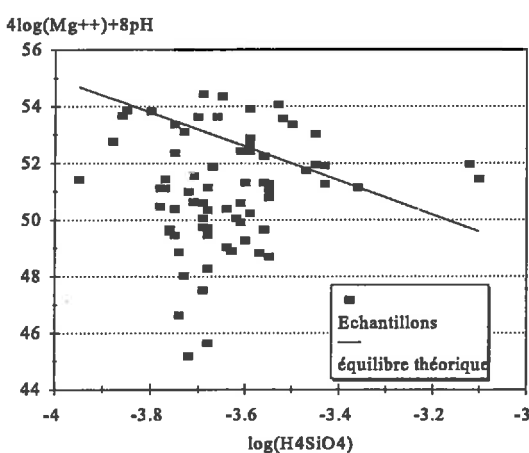


Figure 50: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à la sépiolite

(Gac, 1979) et au Mali (Vallès *et al.*, 1989), doit être envisagée. En l'absence de preuves minéralogiques et de dosage de l'aluminium dans les extraits, l'état de saturation vis à vis des silicates d'aluminium magnésiens ne peut être convenablement testé. La figure 50 montre que la saturation vis à vis de la sépiolite est atteinte. Même si sa précipitation est peu probable, la sépiolite est couramment retenue par analogie pour décrire l'évolution de la molarité en magnésium dans la mesure

où l'équilibre avec une montmorillonite magnésienne est atteint dans des conditions proches de celles de l'équilibre avec la sépiolite. Ainsi, des minéraux de composition très voisine (montmorillonite magnésienne) sont susceptibles de précipiter.

6.1.5. Contrôle du potassium

La précipitation d'illites, identifiées en faible proportion dans les sols, pourrait expliquer le contrôle du potassium. Mais, comme pour les silicates d'aluminium magnésiens, son degré de saturation ne peut être déterminé qu'avec le dosage de l'aluminium. Pour ce faire, nous avons estimé l'activité de l'aluminium en supposant la solution du sol en équilibre avec la kaolinite dont la présence a été formellement identifiée :



Nous avons alors testé la saturation de la solution du sol avec une illite : $\text{pK}=10.34$ (Fritz, 1981) :

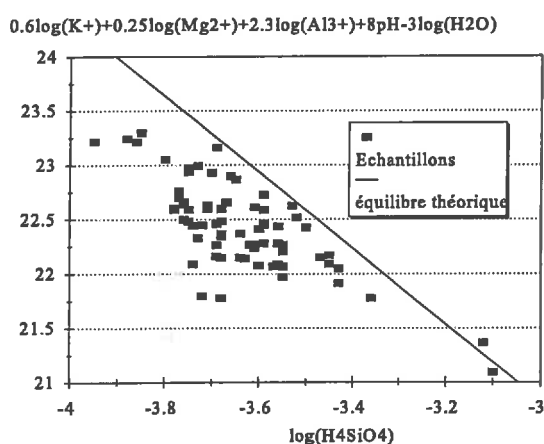


Figure 51: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à une illite

La solution apparaît légèrement sous-saturée par rapport à cette illite (fig. 51). Mais le nuage de point s'organise parallèlement à la droite de saturation, mettant en évidence un probable contrôle du potassium et du magnésium par une argile de type illite de composition voisine. La sous saturation de la solution du sol tend à s'accroître à mesure que la teneur en silice diminue.

6.1.6. Contrôle du sodium

L'histogramme du logarithme des molarités en sodium (fig.52), sélectionnées comme traceur de concentration, montre l'existence de deux groupes qui se distinguent par leur niveau de concentration et leur faciès géochimique. Selon le modèle de mise en place des sols, les solutions les moins concentrées seront assimilées aux sols bruns subarides (SBS), et les solutions les plus concentrées assimilées aux sols à alcali (SA).

La molarité en sodium des sols à alcali apparaît 10 fois plus élevées que celle des sols bruns subarides. Il est remarquable de constater une telle distribution bimodale où les molarités

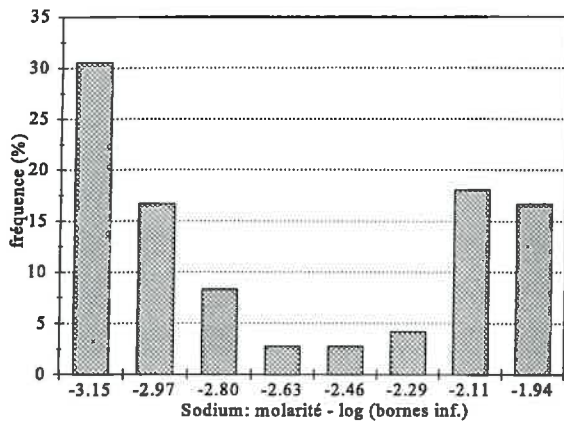


Figure 52: Histogramme des molarités en sodium

en sodium pour les sols alcalins sont centrées sur une même valeur, alors qu'il est peu probable que ces différentes solutions aient atteint un même niveau de concentration. Trois causes pourraient expliquer cette observation :

- Soit l'évolution des molarités en sodium est tamponnée par sa fixation sur le complexe d'échange. Ce phénomène joue un rôle important dans l'évolution de la composition de la solution du sol sur lequel nous reviendrons de façon détaillée.

Néanmoins il ne semble pas susceptible de contrôler l'évolution de la molarité en sodium ;

- Soit la molarité est limitée par le stock potentiel de sodium issu de l'altération du substratum. La proportion de sodium dans le substratum est proche de 3%, soit environ 1 mole/kg. Le stock de sodium disponible est donc très supérieur à la quantité de sodium présente dans la solution et en position échangeable qui n'atteint qu'exceptionnellement 0.1 mole/kg;
- Soit elle est contrôlée par la précipitation d'un minéral sodique à partir de ce niveau de concentration.

La saturation de la solution du sol par rapport à la paragonite a donc été testée. L'activité de l'aluminium a été estimée en supposant la solution du sol en équilibre avec la kaolinite :

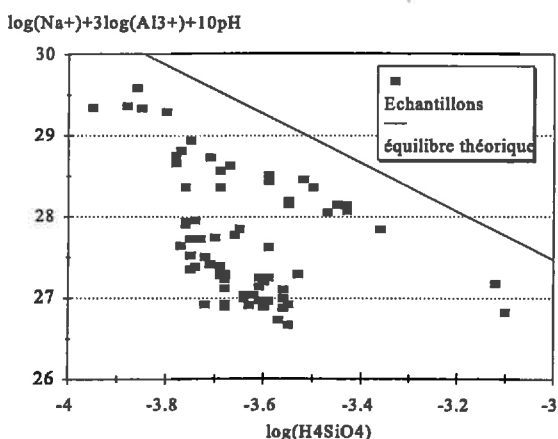


Figure 53: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à la paragonite

La solution apparaît sous-saturée par rapport à la paragonite (fig.53). Mais, comme pour l'illite, le nuage de points correspondant aux solutions les plus concentrées évolue parallèlement à la droite d'équilibre théorique. L'évolution de la molarité en sodium est donc vraisemblablement contrôlée par un minéral sodique que nous assimilerons à une argile sodique de composition proche de la paragonite.

6.1.7. Représentativité des extraits de pâte saturée

La représentativité des extraits de pâtes saturées est liée à leur capacité à rendre compte de la composition de la solution du sol *in situ* d'une part; et des conditions d'équilibres de la solution du sol avec la matrice solide d'autre part. En fonction des conditions opératoires, différents phénomènes sont susceptibles d'affecter sa représentativité.

Dans la pâte saturée, l'échantillon est amené à sa limite de liquidité qui correspond à une humidité supérieure à celle de la saturation. Cette dilution conduit à une sous-estimation de la composition de la solution du sol et à une sous saturation de la solution par rapport aux minéraux susceptibles de se dissoudre;

Dans la pâte saturée, la $p\text{CO}_2$ est déterminée simultanément par:

- Un apport d'eau ultrapure en équilibre avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique;
- La dissolution de minéraux présents qui consomment du CO_2 lorsqu'ils libèrent de l'alcalinité. Par exemple, la dissolution d'une mole de calcite :



, conduit à la libération en solution d'une mole de calcium et de deux équivalents d'alcalinité carbonatée et à la consommation d'une mole de CO_2 . Il en est de même de la dissolution des différents minéraux argileux identifiés; et:

- Une mise en équilibre progressive de la pâte saturée qui tend vers un équilibre avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique.

Cette diminution attendue de la $p\text{CO}_2$ conduit à une augmentation du pH dans de telles conditions alcalines et à une sur saturation de la solution par rapport aux minéraux susceptibles de précipiter.

La matrice solide n'est pas inerte et peut influencer la composition de la solution pendant la mise en repos de 24 heures des pâtes saturées par des phénomènes d'échanges cationiques et de précipitation dissolution de minéraux. Si les échanges cationiques sont considérés comme instantanées, la cinétique de dissolution ou précipitation des minéraux influence le retour à l'équilibre de la solution.

En fonction des résultats obtenus, deux phénomènes principaux semblent influencer les équilibres entre la solution du sol et les minéraux:

- La solution apparaît proche de la saturation avec la fluorine et sursaturée par rapport à la calcite dont la présence est formellement identifiée. L'effet de dilution ne semble jouer qu'un rôle mineur par rapport à la **diminution de la $p\text{CO}_2$** et à l'**augmentation du pH** qui en découle. Cette situation est susceptible d'induire une précipitation de calcite au sein de la pâte saturée.

- La solution apparaît fortement **sous-saturée par rapport à la silice amorphe** dont la

présence a été formellement identifiée, mais aussi par rapport aux minéraux argileux. Cette situation est susceptible d'induire une dissolution de minéraux argileux dont la cinétique est beaucoup plus rapide que celle de la silice amorphe. Ainsi, la molarité de la silice et sa variabilité pour les solutions les plus concentrées sont essentiellement issues de la dissolution de minéraux argileux. Cette hypothèse est vraisemblable dans la mesure où les solutions analysées s'organisent sous la forme d'un nuage de points parallèle à la droite de saturation de la sépiolite, de l'illite et de la paragonite. Leur influence apparaît ainsi déterminante sur les conditions d'équilibre de la solution.

Si ces phénomènes de précipitation et dissolution n'ont probablement que peu d'incidence sur la molarité en sodium dans la mesure où cet élément est abondant, elle pourrait affecter de façon plus sensible les molarités en calcium, magnésium et potassium pour les solutions les plus concentrées. Néanmoins, il convient de remarquer que ces solutions demeurent en équilibre permanent avec le complexe d'échange cationique qui est susceptible de tamponner ces évolutions dont l'ampleur est vraisemblablement limitée.

Lors de la concentration de la solution du sol, interviennent les précipitations de la calcite, de la fluorine et de phyllosilicates potassiques et magnésiens. Ces précipitations sont responsables de l'essentiel des modifications du faciès géochimique par effondrement des teneurs en calcium, magnésium et potassium, alors que la molarité en sodium et l'alcalinité carbonatée augmentent dans la solution du sol. Cette évolution se poursuit jusqu'à ce que la solution du sol atteigne la saturation avec une argile sodique de composition proche de la paragonite qui précipite, contribuant à contrôler l'évolution de la molarité du sodium et de l'alcalinité. Ce mécanisme est cohérent avec les augmentations de la proportion de montmorillonites et de la CEC précédemment observées sur les sols les plus alcalins.

L'appréciation de ces conditions d'équilibres de la solution par rapport à ces minéraux est fortement influencée par une diminution de la pCO_2 (et une augmentation conjointe du pH), une dissolution lente de la silice amorphe et, dans une moindre mesure, par la dilution. De plus, aucune preuve minéralogique ne permet de préciser la nature exacte des minéraux constitutifs. C'est donc par analogie, en référence à des minéraux de la même famille, que la nature des mécanismes de contrôle a pu être approchée.

Selon l'hypothèse avancée par Barbiero (1994), la géochimie des sols résulte de deux sources de minéralisation. La plus importante est la roche mère. Le gneiss calco-alcalin à biotite libère dans le sol au niveau du front d'altération, une quantité importante de cations: calcium, magnésium, sodium et, dans une moindre mesure, potassium ; et quelques anions: fluorures, et peu de phosphates, chlorures et sulfates. Le bilan ainsi présenté est déséquilibré et compensé par l'apparition d'une alcalinité carbonatée. Lorsque

la solution du sol se concentre, elle devient vite sursaturée par rapport à la calcite qui précipite dans un contexte géochimique à alcalinité résiduelle positive. Les teneurs en calcium diminuent mais la saturation par rapport à la fluorine est atteinte et ce minéral précipite, contribuant de façon marginale au contrôle des ions calcium. La seconde source de minéralisation est liée à des apports par les eaux de ruissellement. Elles ont favorisé le lessivage des sols bruns subarides et leur différenciation avec les sols à alcali, où ces eaux de ruissellement se sont concentrées, contribuant à l'accroissement ou à une redistribution de l'alcalinité. L'influence des eaux de ruissellement se manifeste essentiellement par une augmentation des molarités en chlorures et sulfates dans les niveaux superficiels.

6.2. Modélisation des échanges cationiques

6.2.1. Méthode utilisée

L'isotherme d'échange entre le sodium et le calcium a été mesurée sur un sol sablo-argileux prélevé sur le périmètre de Lossa (Aventurier *et al.*, 1995). La CEC, mesurée par la méthode au chlorure de cobalti-hexamine, est égale à 8.16 meq/100 g. Le sodium échangeable est égal à 1.34 meq/100 g, soit 15,4% de la CEC. La composition minéralogique du sol utilisée doit donc être rapprochée de celle des sols à alcali, caractérisée par une prédominance de smectites. Le sol est mis à l'équilibre, à température ambiante, avec des solutions de chlorure de sodium et de calcium de compositions définies par une proportion variable de la molarité en sodium : 4% ; 8% ; 16% ; 30% ; 41% ; 51% ; 75% et 97%) et de concentrations totales : 0.02N, 0.05N et 0.1N. Une quantité suffisante (160 g) de sol, tamisé à 2 mm, est placée dans une colonne dans laquelle une solution normale de chlorure de calcium circule à reflux. La saturation est atteinte lorsque la molarité en calcium de l'effluent est égale à celle de la solution circulante. Puis l'échantillon est rincé à l'eau bidistillée jusqu'à disparition totale des ions chlorurés. 5 g de sol saturé en calcium sont introduits dans un tube à centrifuger dans lequel 25 ml de solution d'équilibre sont ajoutés. Le tube est alors bouché puis mis en agitation pendant 4 heures. Après centrifugation à 20°C, l'opération est renouvelée jusqu'à ce que la composition de la solution finale demeure constante. On contrôle le pH à la fin de chaque cycle. On sépare le surnageant du culot. Les molarités en sodium et calcium sont dosées dans le surnageant. L'extraction des ions sodium et calcium est réalisée par rinçage avec trois aliquotes de 25 ml d'une solution de chlorure d'ammonium normale. Les aliquotes sont récupérées dans une même fiole de 100 ml. Après dosage des ions Na et Ca dans l'extrait au chlorure d'ammonium normal, la détermination des quantités des éléments en position échangeable est obtenue par soustraction de leurs concentrations respectives dans la solution piégée. Les activités des espèces dissoutes en solution ont été calculées à partir des concentrations par l'utilisation du modèle AQUA (Vallès et

DeCockborne, 1992). Puis, nous avons utilisé la méthode indirecte proposée par Rieu *et al.* (1991) pour le calcul du coefficient de sélectivité dans la convention de Gaines et Thomas (1953) concernant les échanges entre le sodium et le calcium ; le calcium et le magnésium ; et le sodium et le potassium.

6.2.2. Isotherme d'échange Na-Ca

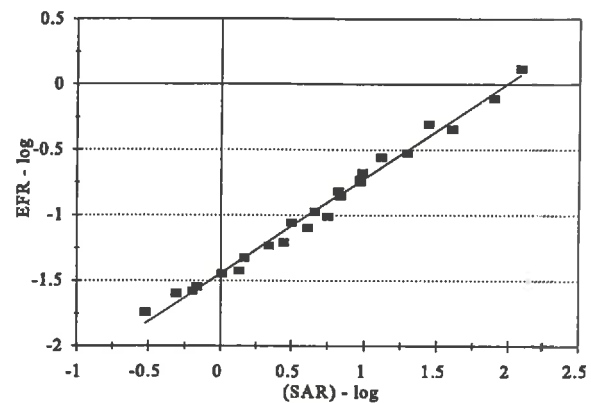
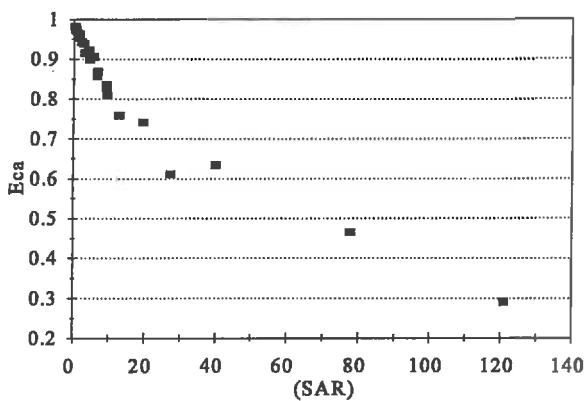


Figure 54: Relation entre le (SAR) et la fraction équivalente de calcium échangeable

Figure 55: Résultat de l'ajustement entre (SAR) et EFR

La relation entre le (SAR) et la fraction équivalente de calcium échangeable montre (fig.54) une désorption de calcium et la fixation du sodium sur le complexe adsorbant à mesure que le SAR augmente. La désorption du calcium d'abord rapide se ralentit progressivement avec l'augmentation du (SAR). Comme supposé par la méthode, la représentation en coordonnées logarithmique du (SAR) en fonction de EFR (fig.55) permet de linéariser cette relation qui apparaît de très bonne qualité. La relation obtenue:

$$\frac{E_{Na}}{\sqrt{E_{Ca}}} = 0.03575 \left[\frac{(Na)}{\sqrt{(Ca)}} \right]^{0.7297}$$

, permet de représenter l'évolution du coefficient de sélectivité dans la convention de Gaines-Thomas en fonction de la fraction équivalente de calcium échangeable (fig.56).

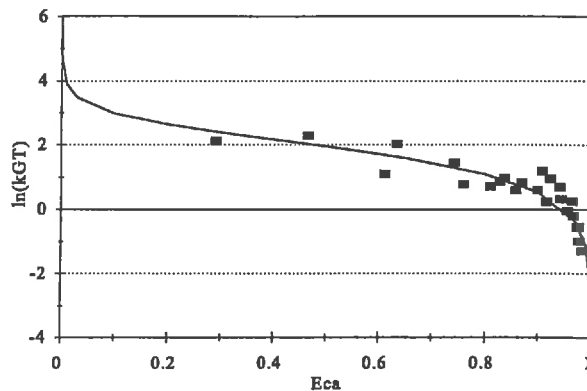


Figure 56: Evolution du coefficient de sélectivité des échanges Na-Ca en fonction de la fraction équivalente de calcium échangeable

La constante d'équilibre de la réaction (K_{ex}) est égale à 2.357. La variation d'énergie libre est donc négative ce qui signifie que le calcium est adsorbé préférentiellement au sodium sur le complexe d'échange.

6.2.3. Isothermes d'échange Ca-Mg et Na-K

Les compositions du complexe d'échange et d'extraits de pâte saturée ont été mesurées à partir de 24 échantillons de sol prélevés à 40 cm de profondeur sur l'ensemble des parcelles de Bourgou non gypsées du dispositif expérimental. Ces données apparaissent beaucoup plus dispersées que celles obtenues au laboratoire et utilisées pour la modélisation de l'isotherme d'échange entre le sodium et le calcium. De plus quelques résultats aberrants ont dû être écartés. Elles ont néanmoins été utilisées pour la modélisation des échanges entre le calcium et le magnésium d'une part, et le sodium et le potassium d'autre part. L'exploitation des données a été réalisée selon la même méthode, à partir des résultats de l'ajustement en coordonnées logarithmiques entre le rapport des activités des ions en solution et le rapport des fractions équivalentes en position échangeable.

□ Pour les échanges entre calcium et magnésium, on obtient (fig.57 et 58):

$$\frac{E_{Ca}}{E_{Mg}} = 1.1077 \left[\frac{(Ca)}{(Mg)} \right]^{1.4566}$$

La constante d'équilibre est égale à 0.932, ce qui indique une adsorption légèrement préférentielle du calcium par rapport au magnésium.

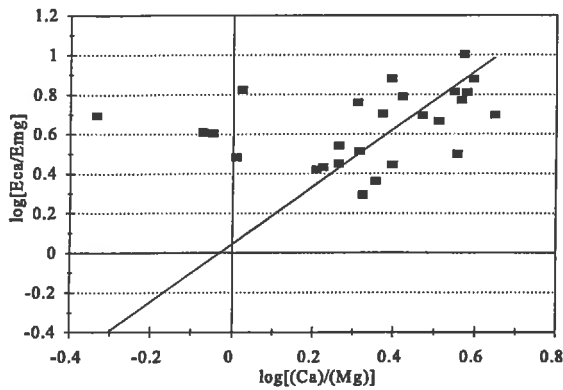


Figure 57: Résultats de l'ajustement entre le rapport des fractions équivalentes en Ca et Mg échangeables et le rapport de leurs activités

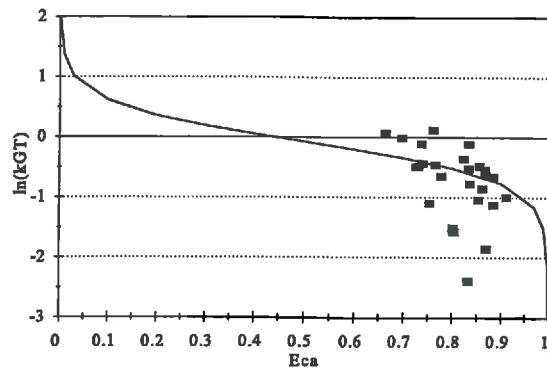


Figure 58: Variations du coefficient de sélectivité des échanges Ca-Mg en fonction de la fraction équivalente de Ca échangeable

□ Pour les échanges entre le potassium et le sodium, on obtient (fig.59 et 60)

$$\frac{E_{Na}}{E_K} = 0.2137 \left[\frac{(Na)}{(K)} \right]^{1.5237}$$

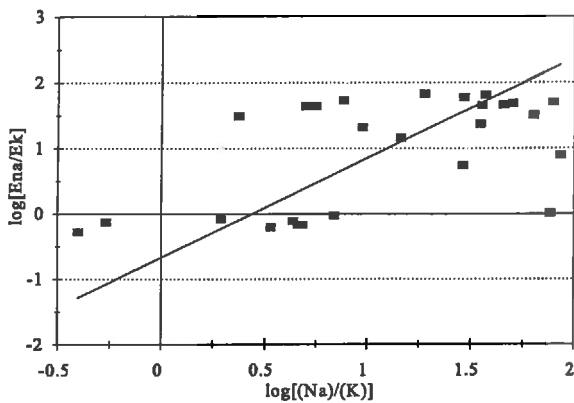


Figure 59: Résultats de l'ajustement entre le rapport des fractions équivalentes en Na et K échangeable et le rapport de leurs activités

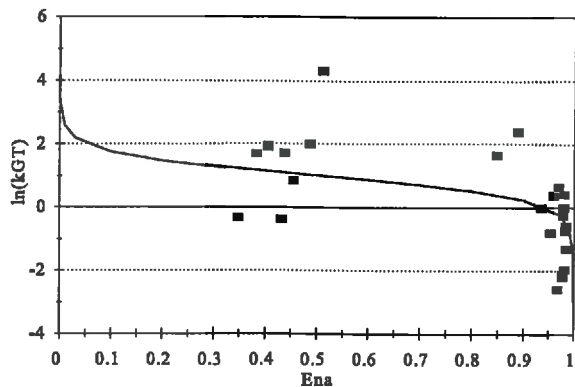


Figure 60: Variations du coefficient de sélectivité des échanges Na-K en fonction de la fraction équivalente de Na échangeable

La constante d'équilibre est égale à 2.753, ce qui indique une nette adsorption préférentielle du potassium par rapport au sodium. Mais cet élément n'est présent qu'en faible proportion sur le complexe d'échange du fait de la faiblesse de sa molarité en solution.

Si l'isotherme d'échange entre le sodium et le calcium, obtenu au laboratoire, peut être considérée de très bonne qualité; les isothermes d'échange entre le calcium et le magnésium, d'une part, et entre le sodium et le potassium, d'autre part, sont soumises à une forte imprécision liée à :

- Des problèmes de représentativité de la solution du sol, mesuré sur des extraits de pâte saturée, en équilibre avec la matrice solide dans des conditions différentes des conditions *in situ*;
- Des problèmes de variabilité de ces caractéristiques géochimiques qui n'ont pu être mesuré que sur des échantillons de sol différents pourtant issus d'un même prélèvement.

Néanmoins dans le domaine de variation des caractéristiques de la solution du sol, les constantes d'équilibre obtenues sont cohérentes. Elles seront reprises dans les différents calculs et simulations réalisées ultérieurement.

6.3. Calibration du modèle géochimique

En fonction des résultats acquis sur les différentes interactions entre la solution du sol et la matrice solide, le modèle géochimique doit être calibré pour être couplé sur le modèle de transfert. Des incertitudes subsistent quant à la nature exacte des minéraux constitutifs et la modélisation des différents équilibres. Bien que le modèle soit conçu sur des bases mécanistes, cette calibration doit être considérée comme une approche fonctionnelle permettant de rendre compte de l'évolution de la solution du sol et du complexe d'échange.

6.3.1. Méthode

La concentration de la solution du sol a été simulée avec le modèle AQUA en autorisant:

- La précipitation (ou la dissolution) successive des différents minéraux contrôlant l'évolution de la composition de la solution: calcite, illite, sépiolite et paragonite. La fluorine, dont l'influence est apparue marginale sur la composition de la solution du sol n'a pas été pris en compte dans les simulations. Les activités de la silice et de l'aluminium ont été supposées en équilibre avec la silice amorphe et la kaolinite (tab.8);
- Les échanges cationiques en fonction des isothermes concernant les échanges sodium calcium, calcium magnésium et sodium potassium (cf. §6.2).

Tableau 9 : Réaction de dissolution des minéraux et constante d'équilibre

Minéraux	Réaction de dissolution	pK
Calcite	$\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{-}$	-8.73 ^a
Silice amorphe	$\text{H}_4\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{H}_4\text{SiO}_4^{\circ}$	-2.71 ^b
Sépiolite	$\text{Si}_6\text{Mg}_4\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 8\text{H}^+ + 3\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 4\text{Mg}^{++} + 6\text{H}_4\text{SiO}_4^{\circ}$	+31.0 ^c
Illite:	$\text{Si}_{3.5}\text{Al}_{2.3}\text{Mg}_{0.25}\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{K}_{0.6} + 8\text{H}^+ + 3\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 6\text{K}^+ + 2.3\text{Al}^{3+} + 0.25\text{Mg}^{++} + 3.5\text{H}_4\text{SiO}_4$	+10.34 ^b
Kaolinite	$\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 6\text{H}^+ \rightleftharpoons 2\text{Al}^{+++} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4^{\circ} + \text{H}_2\text{O}$	+7.43 ^b
Paragonite	$\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{Na} + 10\text{H}^+ \rightleftharpoons \text{Na}^+ + 3\text{Al}^{3+} + 3\text{H}_4\text{SiO}_4^{\circ}$	+18.47 ^b

^a (Helgeson, 1969); ^b (Fritz, 1981); ^c (Helgeson et al., 1978); ^d (Barbiero, 1994a)

Les compositions initiales en cations de la solution du sol et du complexe d'échange ont été estimées à partir de l'ordonnée des molarités à l'origine du diagramme de concentration (tab.9). Les anions de la solution du sol : chlorure, fluorure et sulfate ont été considérés en quantité négligeable et l'alcalinité carbonatée a été calculée à partir de la balance électrique de la solution du sol.

Tableau 10: Composition cationique initiale de la solution du sol et du complexe d'échange

	K	Na	Ca	Mg
Solution du sol (moles/litre)	$0.50 \cdot 10^{-4}$	$0.70 \cdot 10^{-3}$	$0.10 \cdot 10^{-2}$	$0.22 \cdot 10^{-3}$
Complexe d'échange (%CEC)	1.00	2.30	79.68	17.02

Une CEC de 0.48 eq/litre de solution a été utilisée dans la simulation. Considérant un sol à saturation, elle a été calculée en fonction d'une CEC de 12.3 meq/100 g de sol, une densité réelle de 2.6 et une porosité de 40%. Dans un second temps, la sensibilité du modèle à la CEC et l'influence des mécanismes d'échange sur le processus d'alcalinisation seront précisées.

La $p\text{CO}_2$ a été estimée à $10^{-2.5}$. La sensibilité du modèle aux variations de la $p\text{CO}_2$ sera développée dans un prochain chapitre (chapitre 8), puis discutée en fonction des résultats expérimentaux.

6.3.2. Résultats

Les résultats de la simulation ont d'abord été représentés en fonction du facteur de concentration (fig.61 et 62).

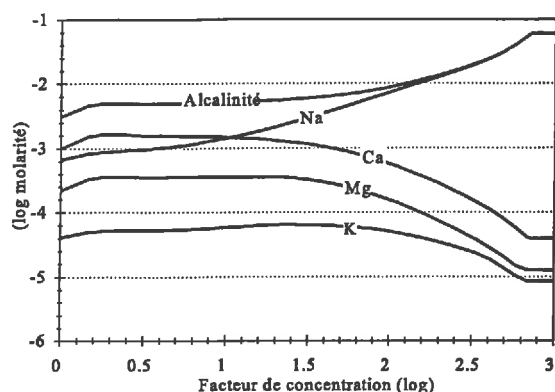


Figure 61: Simulation de la concentration de la solution du sol: évolution des molarités

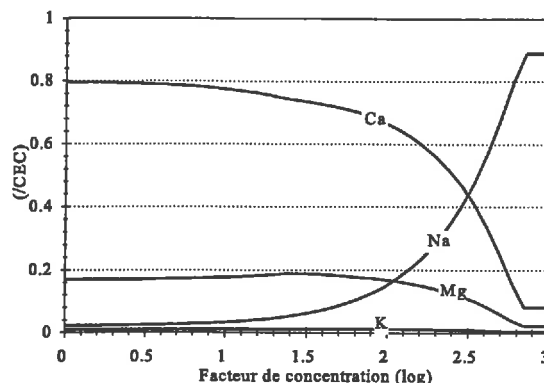


Figure 62: Simulation de la concentration de la solution du sol: évolution des bases échangeables

La molarité en sodium augmente moins vite que le facteur de concentration. Ce comportement est dû à sa fixation sur le complexe d'échange à mesure que la solution se concentre. Puis, à partir du moment où la molarité en sodium est contrôlée par la précipitation de paragonite, tous les éléments pris en compte sont désormais contrôlés, en équilibre avec la calcite et différents minéraux argileux. Le système ainsi décrit est temporairement contrôlé et n'évolue que par la précipitation des différents minéraux pris en compte à mesure que la concentration de la solution se poursuit. Il semble donc qu'il existe, dans ces conditions alcalines, un pallier pour l'évolution des propriétés chimiques de la solution du sol et du complexe d'échange. Seule la composition minéralogique est désormais susceptible d'évoluer au profit de la formation de phyllosilicates et aux dépens de kaolinites qui se dissolvent. Si le contrôle du sodium est tardif, les contrôles du calcium, du magnésium et du potassium par la précipitation de calcite, d'illite et de sépiolite débutent dans les premiers temps de la concentration de la solution du sol.

Si les résultats du modèle rendent compte de l'évolution de la composition du sol jusqu'à un facteur de concentration de l'ordre de 200, les valeurs simulées pour des facteurs de concentration supérieurs ne correspondent plus aux résultats analytiques obtenus:

- Les molarités en sodium et l'alcalinité dépassent rapidement les valeurs maximales observées tandis que les molarités en calcium, magnésium et potassium continuent de décroître pour atteindre des valeurs très inférieures aux valeurs observées;
- Conjointement, le modèle tend à surestimer les valeurs de sodium échangeables observées tandis que les proportions en calcium, magnésium et potassium échangeables sont sous-estimées.

Afin de rendre compte des évolutions observées, un contrôle plus précoce du sodium a

du être considéré. A la paragonite, une argile sodique moins soluble mais de même composition a été substituée. Son pK a été estimé à 17.21 au lieu de 18.47. Les résultats de cette seconde simulation ont été présentés en fonction du facteur de concentration (fig. 63 et 64).

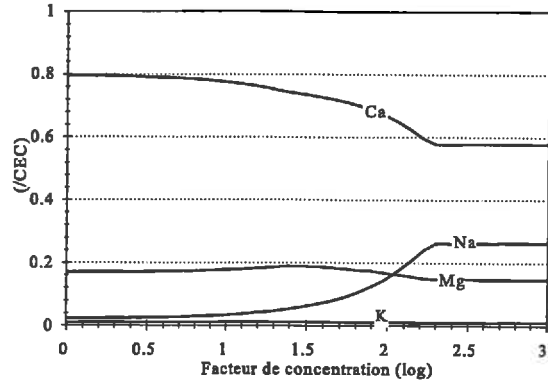
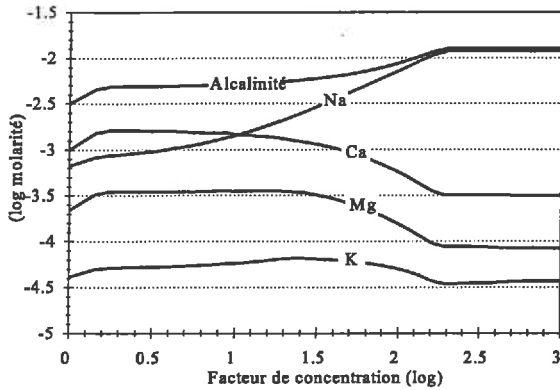


Figure 63: Simulation corrigée de la concentration de la solution: évolution des molarités

Figure 64: Simulation corrigée de la concentration de la solution du sol: évolution des bases échangeables

Afin de vérifier la cohérence des résultats de la simulation, les évolutions des molarités en calcium (fig. 65), magnésium (fig.67) et potassium (fig.68) et de l'alcalinité (fig.66) ont ensuite été représentées en fonction de la molarité en sodium qui avait été choisie comme traceur de référence dans l'étude des diagrammes de concentration, et comparées aux résultats expérimentaux.

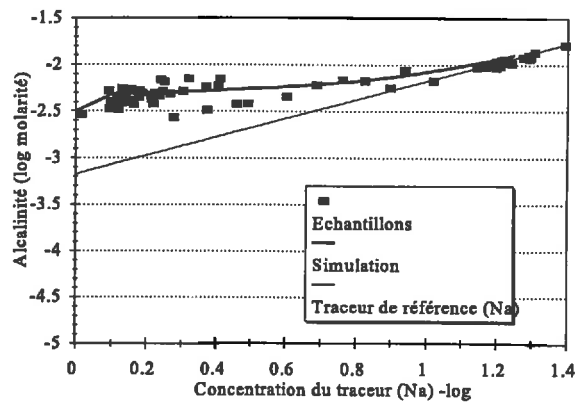
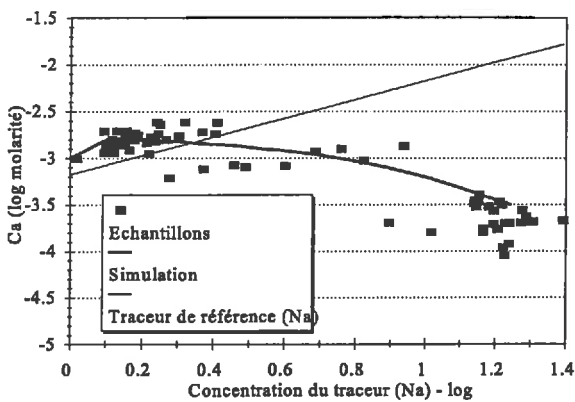


Figure 65: Evolution de la molarité en calcium. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux

Figure 66: Evolution de l'alcalinité. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux

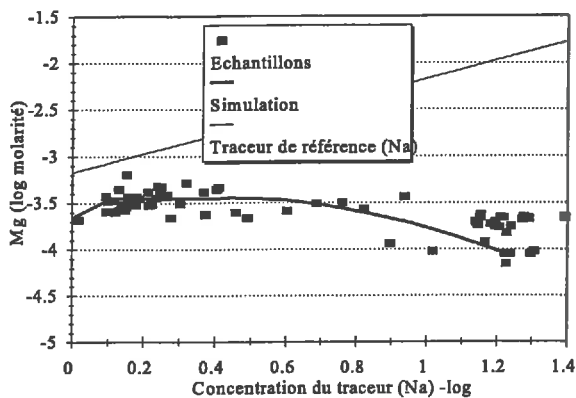


Figure 67: Evolution de la molarité en magnésium. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux

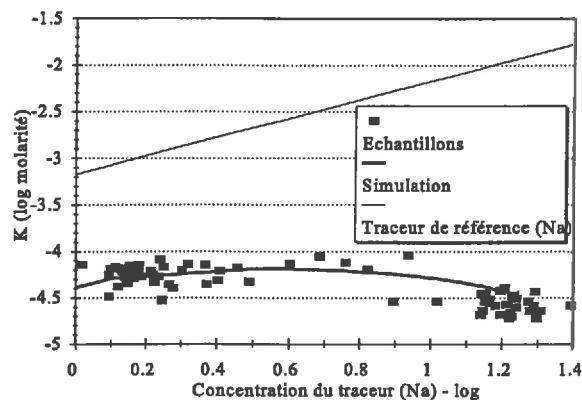


Figure 68: Evolution de la molarité en potassium. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux

Les résultats de la simulation montrent une bonne concordance avec les données expérimentales à quelques exceptions :

- La molarité en calcium est légèrement surestimée à l'issue du diagramme de concentration. La molarité mesurée du calcium a pu être sous-estimée dans la mesure où la sursaturation de l'extrait de pâte saturée par rapport à la calcite a pu conduire à une précipitation secondaire de calcite dont l'influence est d'autant plus importante sur la molarité en calcium qu'il est peu abondant dans les solutions les plus concentrées;
- La molarité en magnésium est sous-estimée. La molarité mesurée du magnésium a pu être surestimée dans la mesure où la sous saturation de la solution du sol par rapport aux silicates magnésiens a pu induire une dissolution dans la pâte saturée. Par ailleurs, les minéraux sélectionnés n'ont pas pu être identifiés et pourraient ne rendre compte qu'imparfaitement des conditions d'équilibre de la solution du sol.

Malgré les limites de ce modèle, il apparaît susceptible de décrire l'évolution de la solution du sol et a donc été retenu pour les simulations et interprétations ultérieures. La non prise en compte des anions (chlorure, sulfate et fluorure) et de la fluorine ne semble pas affecter les résultats de la simulation, notamment en ce qui concerne l'évolution de l'alcalinité et de la molarité en calcium. Cette simplification du système ainsi décrit sera retenue dans les simulations ultérieures.

6.3.3. Influence des échanges cationiques

Afin de mettre en évidence l'influence des échanges cationiques, la concentration de la solution a été simulée en considérant une CEC 10 fois moindre de 1.23 meq/100g (fig.69 et 70).

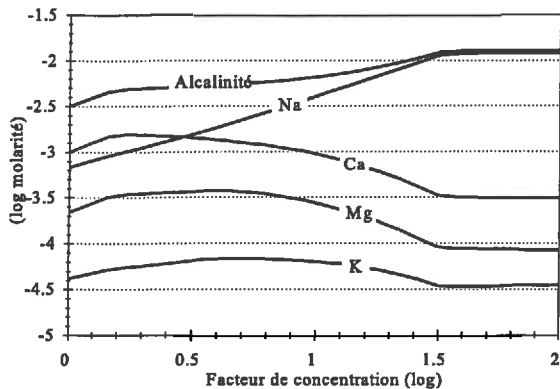


Figure 69: Simulation de la concentration de la solution du sol en condition de CEC réduite: évolution des molarités

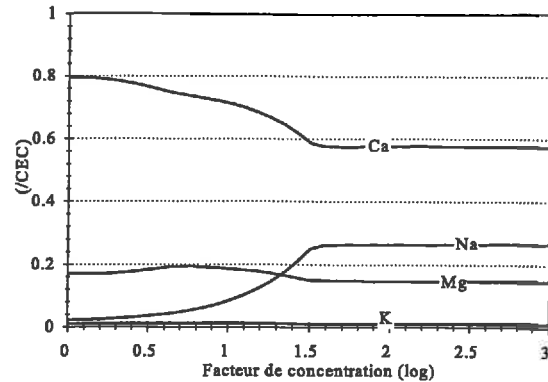


Figure 70: Simulation de la concentration de la solution du sol en condition de CEC réduite: évolution des bases échangeables

Dans ces conditions, la molarité en sodium se concentre à une vitesse comparable que le facteur de concentration dans la mesure où son adsorption sur le complexe d'échange ne joue plus qu'un rôle marginal dans les bilans. De l'analyse des résultats de cette simulation, il ressort que:

- La composition de la solution du sol n'est pas affectée par les échanges cationiques. Elle est donc régie par les équilibres avec les minéraux qui jouent donc un rôle prédominant dans le processus d'alcalinisation;
- Lorsque les échanges sont pris en compte, le stade ultime de concentration de la solution du sol est atteint pour un facteur de concentration environ 6 à 7 fois supérieur. Les échanges contribuent donc à tamponner l'évolution de la solution du sol par désorption de calcium, susceptibles de neutraliser l'alcalinité par la précipitation de calcite. Si ce rôle est essentiellement joué par le calcium, la désorption de potassium, puis de magnésium vers la fin du processus de concentration joue aussi un rôle équivalent à travers la précipitation de minéraux argileux. Ce phénomène sera d'autant plus important que la capacité d'échange cationique (CEC) est élevée; le taux d'argile et la proportion de smectites dans la fraction argileuse doivent donc être considéré comme un facteur important susceptible de ralentir la dégradation des propriétés physico-chimiques des sols par alcalinisation et sodisation.

6.4. Conclusions

6.4.1. Mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols

Localement, les sols du périmètre de Lossa sont soumis à un processus d'alcalinisation et de sodisation dans les conditions naturelles. Sur le bas glacis, ces processus sont liés à la

concentration des produits d'altération du substratum, un gneiss calco-alcalin à biotite et à une insuffisante lixiviation des sels due à l'aridité. Un mécanisme de formation de ces sols a été proposé par Barbiero (1994). Il permet d'expliquer leur localisation sous forme de tâches de quelques hectares. Ce processus géochimique est lié à la précipitation de calcite dans un contexte à alcalinité résiduelle positive. Lors de la concentration de la solution du sol, la molarité en calcium décroît tandis que l'alcalinité et le pH continuent de progresser. On observe alors une désorption de calcium, accompagnée de l'adsorption de sodium sur le complexe adsorbant. Les molarités en potassium, magnésium et sodium dans la solution du sol sont aussi contrôlées par la formation de silicates. Ils appartiennent aux groupes des illites et smectites mais des investigations complémentaires restent nécessaires pour confirmer ces néoformations d'argiles et en préciser la nature minéralogique. De plus, dans les conditions naturelles, les minéraux argileux n'ont pas la composition d'un minéral pur; cela leur confère des propriétés particulières qui peuvent être appréhendées par la théorie des solutions solides (Frite, 1981). C'est notamment le cas du sodium dont le mécanisme de contrôle par la précipitation d'argile sodique doit être approfondi. Au cours de ce processus, l'augmentation de la réserve alcaline intervient donc à trois niveaux d'importance croissante:

- Une augmentation de l'alcalinité sous forme dissoute. Elle se manifeste sur les propriétés chimiques de la solution du sol par une augmentation du pH.
- Sur le complexe d'échange cationique, une désorption de calcium (et une accumulation de sodium) susceptible de neutraliser l'alcalinité. Ce phénomène de sodisation se manifeste par une dégradation des propriétés physiques. Il contribue à tamponner l'évolution de l'alcalinité de la solution du sol.
- Enfin, une accumulation de silicates phyliteux en condition alcaline, qui stockent des cations et des ions hydroxyles, donc de l'alcalinité. Ils contribuent à une évolution de la composition minéralogique de la fraction argileuse marquée par un enrichissement en smectites aux dépens des kaolinites. Ces minéraux sont susceptibles de stocker une alcalinité considérable qui reste disponible pour s'opposer durablement à toute évolution des caractéristiques géochimiques du sol ou du complexe d'échange.

Malgré ses insuffisances, ce modèle géochimique d'alcalinisation des sols apparaît susceptible de rendre compte des équilibres entre la solution du sol et la matrice solide, et de décrire l'évolution des sols dans un contexte d'alcalinisation. Il sera donc utilisé pour décrire l'évolution attendue des sols sous irrigation dans le cadre d'un modèle hydrogéochimique, puis pour interpréter les résultats expérimentaux concernant la nature des évolutions observées ou l'efficacité de différentes mesures correctives de réhabilitation des sols à alcali.

6.4.2. Détermination des paramètres de la simulation

Conformément au modèle proposé concernant les processus géochimiques d'alcalinisation des sols, la calcite, la silice amorphe, l'illite, la sépiolite et la paragonite ont été autorisés à se dissoudre ou à précipiter. La solution du sol a été supposée en équilibre avec la kaolinite ce qui nous a permis de nous affranchir de la prise en compte de l'aluminium dans les différents calculs. Ainsi, les réactions de dissolution de l'illite et de la paragonite ont-elles été décrites en équilibre avec la kaolinite (tab.10).

Tableau 11: Réaction de dissolution des minéraux et constante d'équilibre (pK)

Minéraux	Réaction de dissolution	pK
Calcite	$\text{CaCO}_3 \rightleftharpoons \text{Ca}^{++} + \text{CO}_3^{-}$	-8.73
Silice amorphe	$\text{H}_4\text{SiO}_4 \rightleftharpoons \text{H}_4\text{SiO}_4^\circ$	-2.71
Sépiolite	$\text{Si}_6\text{Mg}_4\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 8\text{H}^+ + 3\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 4\text{Mg}^{++} + 6\text{H}_4\text{SiO}_4^\circ$	+31.0
Illite-kaolinite:		+1.796
	$\text{Si}_{3.5}\text{Al}_{2.3}\text{Mg}_{0.25}\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{K}_{0.6} + 1.1\text{H}^+ + 3.15\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 1.15\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 0.6\text{K}^+ + 0.25\text{Mg}^{++} + 1.2\text{H}_4\text{SiO}_4$	
Paragonite-kaolinite	$\text{Si}_3\text{Al}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{Na} + \text{H}^+ + 1.5\text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 1.5\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Na}^+$	+6.06

Les échanges cationiques ont été simulés en fonction des isothermes d'échange entre "Na⁺-Ca²⁺", "Ca²⁺-Mg²⁺" et "Na⁺-K⁺" mesurés sur les sols du périmètre de Lossa. Une capacité d'échange cationique de 123 meq/kg de sol, correspondant à des sols de texture moyenne, a été retenue. La pCO₂ du sol a été considérée comme constante dans tout le profil. En fonction d'une estimation de 10^{-2.5} dans les conditions naturelles et d'une augmentation observée de la pCO₂ liée à la mise en culture (développée dans le chapitre 8), une valeur moyenne de 10^{-2.4} a été retenue en première approximation dans les simulations.

La composition initiale de la solution du sol a été considérée en équilibre avec la composition moyenne du complexe d'échange mesurée sur les sols bruns subarides dans les conditions naturelles (tab. 11). Elle diffère quelque peu des conditions initiales retenues pour la calibration sur la base de la composition d'extraits de pâte saturée d'échantillons de sol prélevés le long d'une fosse de 8 mètres de longueur situé sur une parcelle voisine.

Tableau 12: Composition initiale de la solution du sol et du complexe d'échange

Composition initiale:	K	Na	Ca	Mg
Complexe d'échange (%CEC)	2.01	1.34	79.38	17.27
Solution du sol (milli moles/litre)	0.109	0.369	1.31	0.293

La concentration initiale en Chlorure, Sulfate et Silice a été considérée comme négligeable. Mais un stock initial infini de silice amorphe et de kaolinite a été supposé de manière à garantir l'équilibre de la solution du sol avec ces minéraux pendant toute la durée de la simulation. Les stocks de calcite, d'illite, de sépiolite et de "paragonite" sont nuls au début de la simulation.

7. Simulation de l'évolution des sols sous irrigation

L'évolution des sols bruns subarides a été simulée pendant une période de près de 10 000 jours, soit 27 années ou 54 campagnes de culture sous irrigation, à l'aide du modèle hydrogéochimique présenté dans le chapitre 4. Les paramètres climatiques, culturels et hydro-dispersifs, les irrigations et les conditions aux limites du système ont été présentés dans le paragraphe 5.2. Les paramètres géochimiques décrivant les équilibres entre la solution du sol et la matrice solide ont été présentés dans le paragraphe 6.4.2. Les pluies et le planning des irrigations ont été établis pendant deux années à partir du 10 juillet 1989 (annexe 3), puis reproduits pour couvrir la totalité de la période de simulation.

De cette simulation, il est attendu une meilleure connaissance de la dynamique du processus d'alcalinisation des sols bruns subarides en fonction des modalités actuelles de pratique de l'irrigation. Les paramètres retenus décrivent les propriétés médianes du sol et les résultats n'ont pour but que de mettre en évidence une tendance générale sans opportunité réelle de validation. Les résultats des simulations seront présentés, comparés à quelques résultats analytiques obtenus sur des sols soumis à l'irrigation depuis une dizaine d'années, puis discutés. L'évolution des sols à alcali n'a pas été simulée.

Une seconde simulation a été réalisée en supposant une CEC 10 fois moindre, soit 12.3 meq/kg de sol. Dans le paragraphe 6.3.3., il a été démontré que les échanges interviennent pour tamponner l'évolution des propriétés chimiques sans en modifier la nature. Ainsi, lorsque la CEC est réduite 10 fois, la simulation de la concentration de la solution du sol montre qu'une composition identique est atteinte pour un facteur de concentration 6 à 7 fois inférieur. Il est attendu de cette seconde simulation: une illustration de l'influence du complexe d'échange sur ce processus; et une appréciation sur l'évolution attendue pour des niveaux de concentration supérieure que nous assimilerons en première analyse à une évolution à très long terme (environ 150 ans) des sols sous irrigation. Néanmoins, il convient de noter que:

- Une CEC aussi faible n'est pas réaliste dans le contexte des sols des "terrasses";
- Les résultats obtenus ne sont que la prolongation d'une tendance qui doit être distinguée des résultats d'une simulation sur une période de 150 années dans la mesure où les aspects hydro-dispersifs sont largement minorés.

Les résultats de ces deux simulations seront présentés conjointement.

7.1. Bilan hydrique et fraction de lessivage

Les paramètres climatiques et les principaux résultats du bilan hydrique ont été représentés pour les deux années prises en compte dans la simulation. La simulation débute le 10 juillet 1989, soit à la mise en place de la culture de saison des pluies.

Les paramètres bioclimatiques et les irrigations ont tout d'abord été présentés (fig. 71). Ils conditionnent les conditions à la limite supérieure du sol et, par voie de conséquence, les flux et les mécanismes de concentration des solutés dans le profil. Pendant la saison des pluies, les apports (pluie et irrigation) apparaissent supérieurs à la demande évaporative, représentée par l'ETP Penman décadaire moyenne de la station voisine de Tillabéry. Par contre, ce bilan climatique apparaît déficitaire pendant les campagnes de culture de saison sèche.

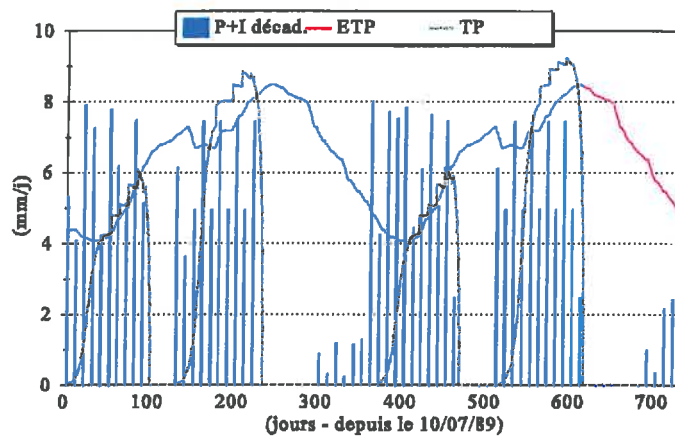


Figure 71: Paramètres bioclimatiques de la simulation: Evapotranspiration potentielle (ETP), Transpiration maximale ou potentielle de la culture (TP) et moyenne décadaire de la somme des pluies efficaces et des irrigations (P+I)

Pendant la saison pluvieuse, la satisfaction des besoins en eau est correctement assurée. Pendant la saison sèche, les apports sont insuffisants et conduisent à un déficit hydrique de l'ordre de 100 mm. Ce déficit, tout d'abord modéré pendant la première phase du cycle où les besoins sont modérés, s'accroît rapidement à partir du trentième jour de culture. Ces résultats sont conformes aux précédentes évaluations des performances des irrigations, réalisées sur la base d'une modélisation plus empirique et fonctionnelle du bilan hydrique (fig. 72).

L'évaporation du sol nu, intense en début de cycle, s'éteint progressivement avec l'augmentation du LAI, puis augmente rapidement avec la diminution du LAI en fin de cycle et l'enlèvement de la culture. A l'issue de la saison des pluies, l'évaporation se maintient à un niveau élevé jusqu'à la mise en place de la culture suivante, alimentée par un important stock hydrique résiduel. Ce phénomène est susceptible de provoquer une concentration temporaire de la solution du sol dans les horizons superficiels. A l'inverse, le régime d'évaporation décroît rapidement à l'issue de la saison sèche, suite à l'épuisement du stock hydrique par la culture. A l'issue de ce cycle annuel, le régime d'évaporation reprend alimenté par les premières pluies d'hivernage.

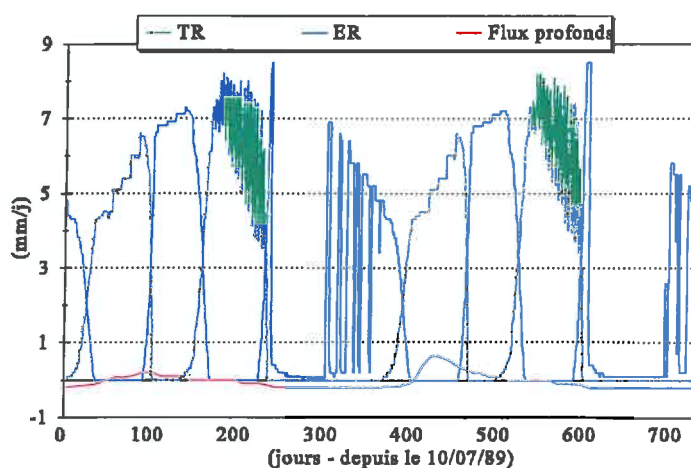


Figure 72: Evolution des flux hydriques aux limites du système pendant la simulation: Transpiration Réelle de la culture (TR), Evaporation réelle du sol nu (ER) et flux profonds à la limite inférieure du système, soit une profondeur de 160 cm.

Pendant la saison des pluies, les apports moyens en eau d'irrigation s'élèvent à 442 mm. Venant compléter les apports pluviométriques, ils permettent de générer un lessivage moyen de 34.7 mm à une profondeur de 160 cm. Il débute entre le 13 et le 28 août pour atteindre rapidement un rythme de 0.6 mm/j, puis décline progressivement pour s'interrompre du 18 au 22 Novembre, soit environ 3 mois de lessivage à un rythme moyen proche de 0.3 mm/j. Ces conditions sont susceptibles d'assurer une lixiviation des sels vers les horizons profonds. Pendant la saison sèche, les apports d'eau d'irrigation (dose moyenne de 594 mm) sont déficitaires. Le lessivage est alors interrompu et on observe l'apparition de remontées capillaires qui se stabilisent à un rythme de 0.2 mm/j. Ces remontées capillaires se poursuivent jusqu'au début de la saison de culture suivante. Elles représentent un total de 34.9 mm à la profondeur de 160 cm, équivalent au lessivage induit par la saison de culture d'hivernage.

La concentration de la solution du sol résulte d'un équilibre entre la quantité de sels apportés par l'eau d'irrigation et la lixiviation des sels sous l'influence du lessivage. Dans ces conditions, la fraction de lessivage est globalement nulle. On doit donc s'attendre à une concentration continue de la solution du sol sous l'influence de l'irrigation. Néanmoins, ces conclusions doivent être relativisées. En effet, les conditions à la limite inférieure du système ont été considérées comme constantes et égales à la capacité de rétention. Cela conduit vraisemblablement à une surestimation de l'humidité à la base du profil et des remontées capillaires pendant les périodes sèches. Mais même dans l'hypothèse de remontées capillaires nulles, la fraction de lessivage n'atteint qu'une valeur de 3% environ, autorisant une importante concentration de la solution du sol.

7.2. Précipitations successives des minéraux

Il est attendu une concentration de la solution du sol sous l'influence de l'évapotranspiration et de la dynamique de l'eau et des sels induite par l'irrigation. Cette concentration s'accompagne de la précipitation successive de différents minéraux qui a tout d'abord été étudiée.

7.2.1. Précipitation de calcite

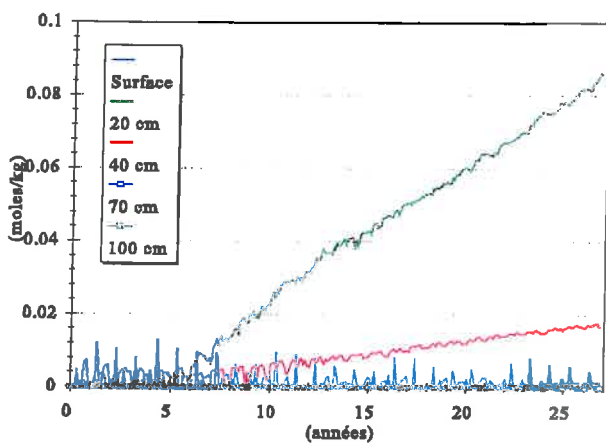


Figure 73: Evolution de la quantité de calcite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

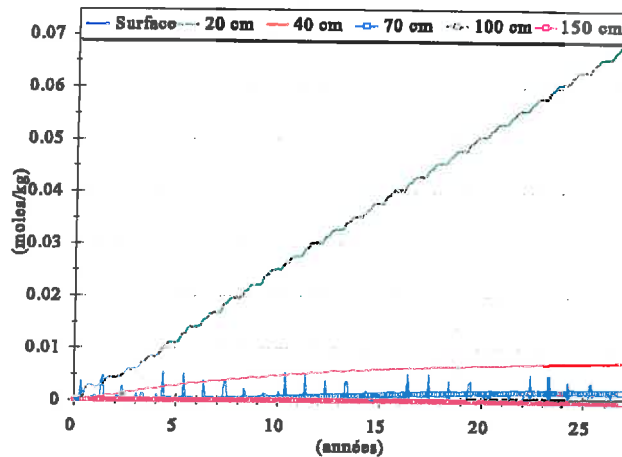


Figure 74: Evolution de la quantité de calcite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

On observe (fig.73) une précipitation de calcite entre les périodes d'irrigation, dès la première année en surface et à 20 cm de profondeur, et à partir de la troisième année à 40 cm de profondeur. Ce n'est qu'à partir de la cinquième année que le stock de calcite augmente de façon continue à 20 et 40 cm de profondeur sans être totalement dissout pendant les périodes d'irrigation. En surface, la situation reste stationnaire et la calcite ne contrôle la molarité en calcium dans la solution du sol que pendant les périodes d'évaporation. On n'observe aucune précipitation de calcite après 27 années d'irrigation à partir de 70 cm de profondeur.

La réduction de la CEC entraîne les modifications suivantes :

- Le stock de calcite augmente plus précocement, dès la première année à 20 cm et à partir de la seconde année à 40 cm de profondeur. D'autre part, la calcite précipite à 70 cm de profondeur à partir de la neuvième année. Ce comportement doit être attribué à la diminution du pouvoir tampon du sol lié aux échanges cationiques;
- Les quantités de calcite précipitées sont plus faibles alors que les mêmes quantités de calcium et d'alcalinité ont été apportées par l'eau d'irrigation. Cela illustre le fait qu'une partie du calcium participant à la précipitation est issue de sa désorption du complexe d'échange. Cette

quantité est moindre lorsque la CEC est réduite.

7.2.2. Précipitation d'illite

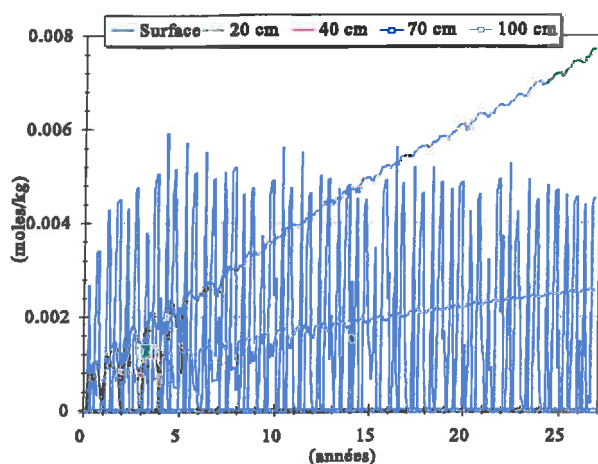


Figure 75: Evolution de la quantité d'illite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

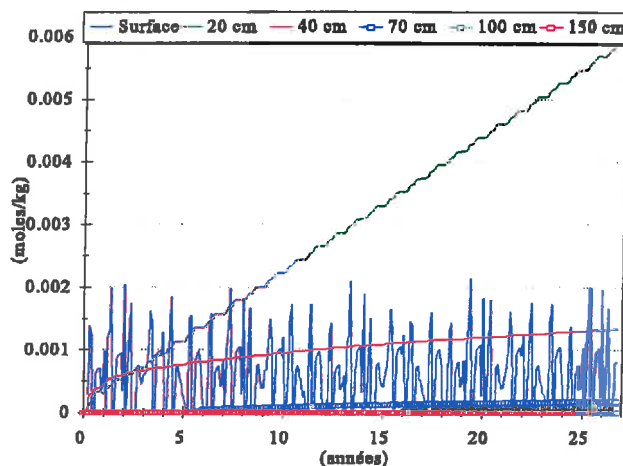


Figure 76: Evolution de la quantité d'illite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

La précipitation d'illite apparaît plus précoce que la précipitation de la calcite mais aussi en quantité plus limitée due à la plus faible molarité du potassium et du magnésium dans l'eau d'irrigation. Par ailleurs, l'évolution du stock d'illite est comparable à celui de la calcite :

- Pas de précipitation pendant les 27 premières années à partir de 70 cm de profondeur ;
- Précipitation plus abondante à 20 cm de profondeur ;
- Dissolution totale de l'illite en surface pendant les périodes d'irrigation.

Lorsque la CEC est réduite, l'antériorité de la précipitation d'illite se manifeste par l'apparition de précipitats dès la sixième année à 70 cm de profondeur et dès la seizième année à 1 mètre de profondeur. Mais comme pour la calcite, les quantités précipitées sont plus faibles, dues à une moindre contribution du potassium désorbé. Les moindres quantités de potassium mises en jeu se manifestent aussi par une moindre amplitude annuelle des quantités d'illite précipitées en surface.

7.2.3. Précipitation de sépiolite

La précipitation de sépiolite intervient beaucoup plus tardivement que celle de l'illite et de la calcite. Elle ne débute qu'au cours de la douzième année d'irrigation à 20 cm de profondeur. Au-delà de cette profondeur, on n'obtient aucune précipitation pendant les 27 premières années de culture sous irrigation. De la même manière, lorsque la CEC est réduite, la précipitation de sépiolite ne débute qu'au cours de la seconde et de la sixième année,

respectivement à 20 et 40 cm de profondeur. Mais contrairement à la calcite et à l'illite, les quantités précipitées sont supérieures quand la CEC est réduite. Cela met en évidence le fait que le magnésium est dans un premier temps adsorbé lorsque la solution du sol se concentre.

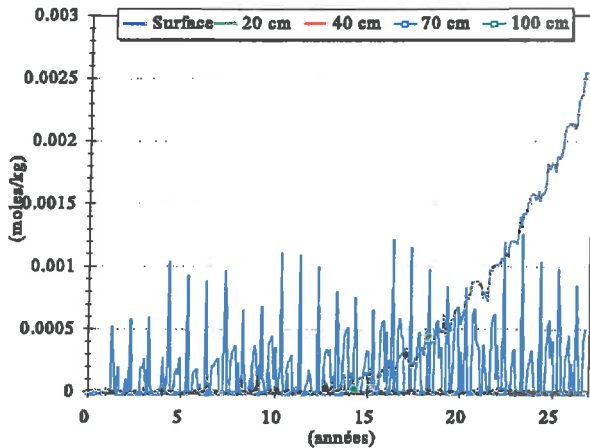


Figure 77: Evolution de la quantité de sépiolite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

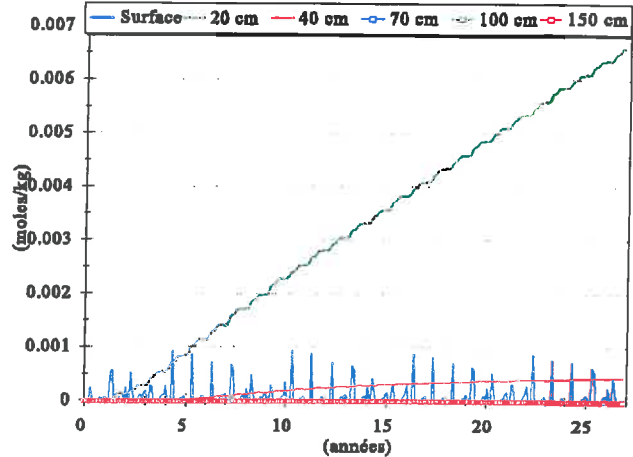


Figure 78: Evolution de la quantité de sépiolite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

7.2.4. Précipitation de paragonite

Aucune précipitation de paragonite n'est intervenue pendant les 27 premières années d'irrigation. Ce n'est que lorsque la CEC est réduite que la paragonite précipite à partir de la quatorzième année, à 40 cm de profondeur.

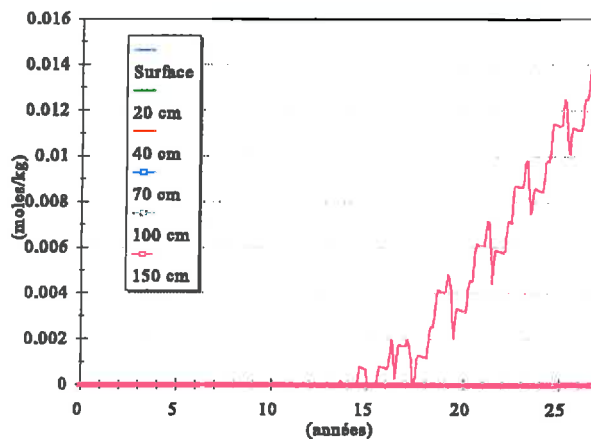


Figure 79: Evolution de la quantité de paragonite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

7.2.5. Synthèse sur les précipitations

Ces différents résultats sont conformes aux observations réalisées lors de l'étude des mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols du périmètre de Lossa :

- La calcite et l'illite précipitent rapidement, puis la sépiolite et enfin la paragonite au terme du processus de concentration;
- Ces processus sont relativement lents au point que 27 années de culture sont insuffisantes pour atteindre la saturation avec la paragonite;
- Le complexe d'échange joue un rôle important en tamponnant l'évolution de la solution du sol qui est ainsi considérablement ralentie.

En fait, ce n'est pas tant la quantité de minéraux précipités qui importe, mais le moment à partir duquel la composition de la solution du sol devient contrôlée par un minéral donné, orientant de façon différente l'évolution de la composition de la solution du sol et du complexe d'échange. De ce point de vue, les résultats des simulations montrent qu'une CEC de 123 meq/kg contribuent à ralentir l'évolution des sols d'un facteur 6 à 7, conformément aux observations réalisées lors de la calibration du modèle géochimique. Ainsi, lorsque la CEC est réduite, les résultats obtenus peuvent être assimilés à une échelle de temps 6 à 7 fois supérieure. Le stade final obtenu à l'issue de la simulation réalisée avec une CEC réduite apparaît donc susceptible de rendre compte de l'évolution des sols pendant une période de l'ordre de 150 ans.

Les profils de minéraux précipités à l'issue des simulations sont représentés dans les figures 80 et 81.

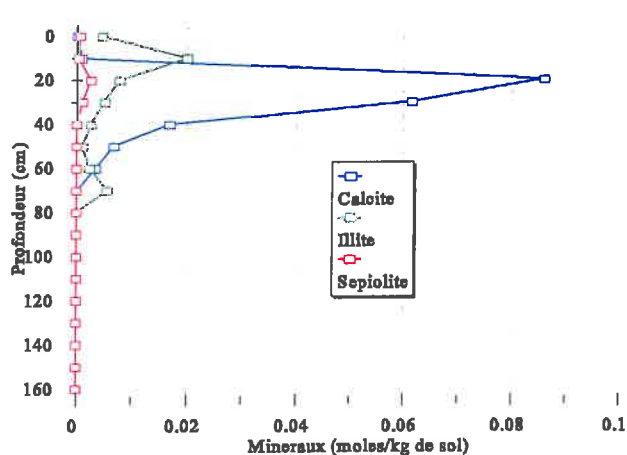


Figure 80: Profil de la quantité de minéraux précipités à l'issue de la simulation pour une CEC de 123 meq/kg

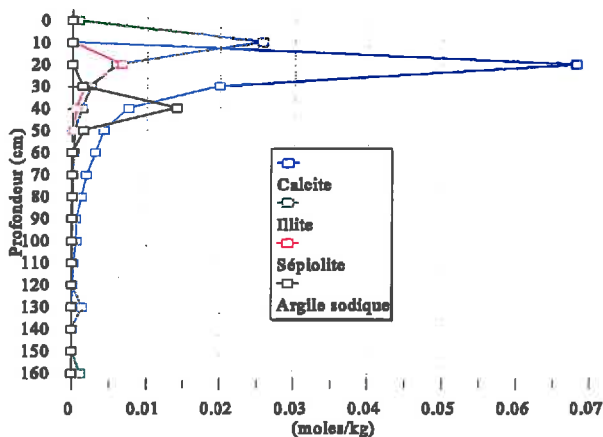


Figure 81: Profil de la quantité de minéraux précipités à l'issue de la simulation pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

Les précipitats apparaissent dans une position d'autant plus superficielle que leur précipitation est précoce au cours du processus de concentration. Ainsi les quantités maximales observées se situent : à 10 cm de profondeur pour l'illite, à 20 cm de profondeur pour la calcite et la sépiolite et à 40 cm de profondeur pour l'argile sodique. Lorsque la CEC est réduite, cette précipitation se poursuit en profondeur pour la calcite et l'illite. Mais les quantités mises en jeu,

essentiellement dues à une désorption de potassium et de calcium du complexe d'échange, sont sous-évaluées du fait de la réduction imposée de la valeur de la CEC.

7.3. Evolution de la composition du complexe d'échange

La précipitation successive de ces différents minéraux contribue au contrôle de la composition de la solution du sol. La composition du sol est en équilibre avec la composition du complexe d'échange dont les évolutions ont été décrites.

7.3.1. Evolution du sodium échangeable

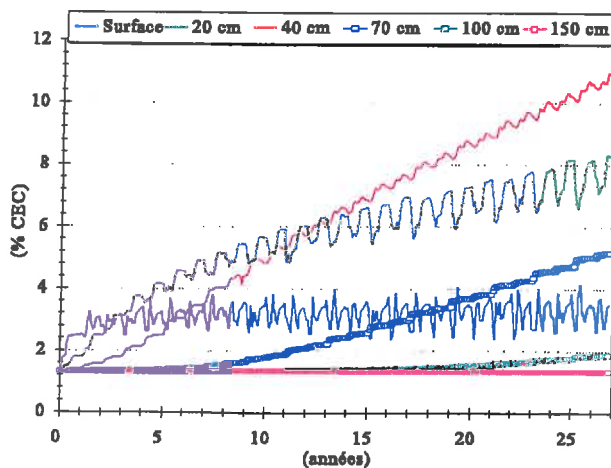


Figure 82: Evolution de la proportion de Na échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

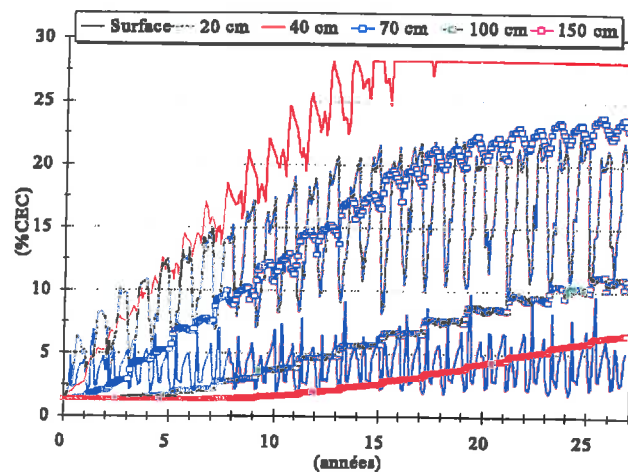


Figure 83: Evolution de la proportion de Na échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

Les résultats des simulations montrent que la sodisation des sols progresse sous irrigation. La fixation de sodium, d'abord rapide dans les horizons superficiels plafonne rapidement. En surface, un plafond proche de 3 % de sodium échangeable est atteint dès la seconde année. A 20 cm, la sodisation se ralentit progressivement pour ne pas dépasser 8% de la CEC après 27 années d'irrigation. Elle ne se stabilise vers 15% de la CEC qu'au bout d'une période beaucoup plus longue appréciée grâce à la réduction de la CEC.

C'est à une profondeur de 40 cm que la sodisation apparaît la plus rapide. Le seuil de 10% de la CEC, correspondant à une dégradation observée des propriétés physiques du sol par sodisation, est atteint après environ 25 années ou 50 campagnes de culture sous irrigation. On doit s'attendre à ce que la diminution attendue de la conductivité hydraulique du sol favorise la concentration des sels et accélère le processus de dégradation, notamment dans les horizons superficiels. Le taux de sodium échangeable atteint un plafond de l'ordre de 28% de la CEC

alors que la paragonite précipite au bout d'une durée de l'ordre du siècle. Au-delà de 40 cm de profondeur, la sodisation progresse de façon continue à un rythme lent.

7.3.2. Evolution du calcium échangeable

Conjointement à l'adsorption de sodium, on observe une désorption de calcium du complexe d'échange. Ce phénomène est précédé d'une légère adsorption de calcium avant que la calcite ne contrôle effectivement la composition de la solution du sol. Pendant cette période transitoire, la forte variabilité observée doit être imputée au fait que la molarité en calcium n'est contrôlée par la précipitation de calcite que pendant les périodes d'évaporation tandis que la calcite est dissoute pendant les périodes d'irrigation. Comme pour le sodium, ces évolutions sont d'abord rapide puis se stabilisent dans les horizons superficiels. Cette stabilisation intervient néanmoins plus tardivement que pour le sodium.

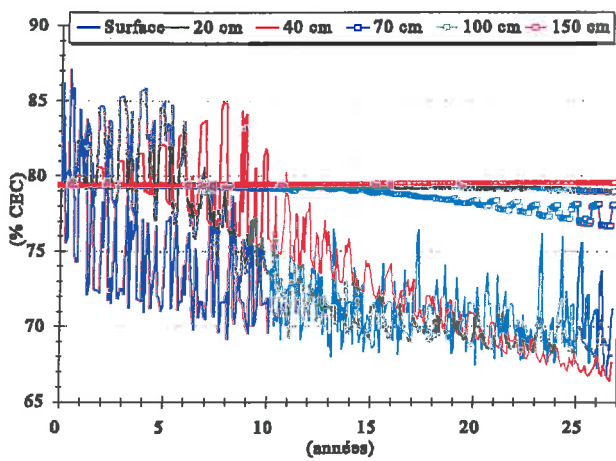


Figure 84: Evolution de la proportion de Ca échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

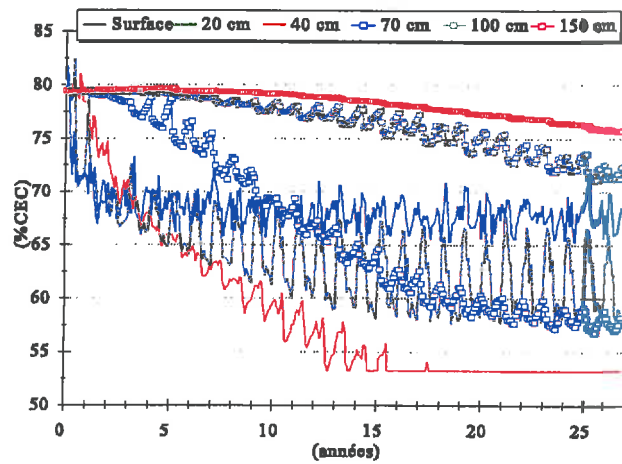


Figure 85: Evolution de la proportion de Ca échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

7.3.3. Evolution du magnésium échangeable

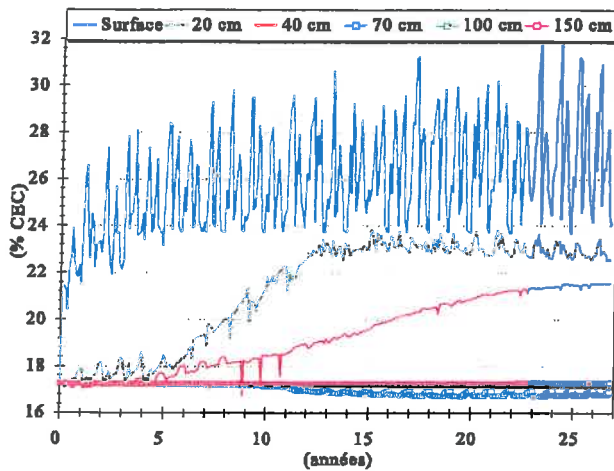


Figure 86: Evolution de la proportion de Mg échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

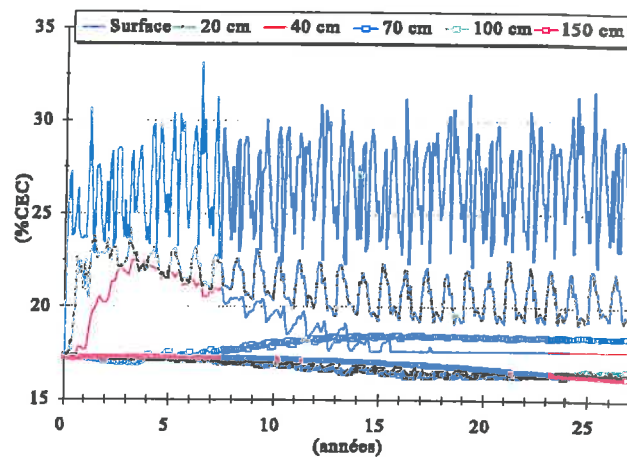


Figure 87: Evolution de la quantité de Mg échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

On distingue trois types d'évolution du magnésium échangeable :

- En surface, le taux de magnésium échangeable atteint rapidement des valeurs sensiblement supérieures à celles mise en évidence lors de l'étude des mécanismes géochimiques lors de la concentration du sol. A ce niveau, le sol tend vers un équilibre en fonction de la composition chimique de l'eau d'irrigation affectée d'un certain facteur de concentration sans que les mécanismes géochimiques ne jouent un rôle prépondérant.
- A partir de 40 cm ces mécanismes interviennent pour contrôler l'évolution de la composition de la solution du sol et du complexe. On observe tout d'abord une légère décroissance du taux de magnésium échangeable; elle est liée à la mobilisation de magnésium qui intervient minoritairement dans la composition de l'illite qui précipite précocement. Puis les molarités en calcium et en potassium décroissent rapidement liées à la précipitation de la calcite et de l'illite; le magnésium est adsorbé sur le complexe d'échange. Enfin la sépiolite précipite et on observe une désorption de magnésium qui se stabilise finalement avec la précipitation de la paragonite.
- L'évolution du magnésium échangeable montre un comportement intermédiaire à 20 cm de profondeur.

7.3.4. Evolution du potassium échangeable

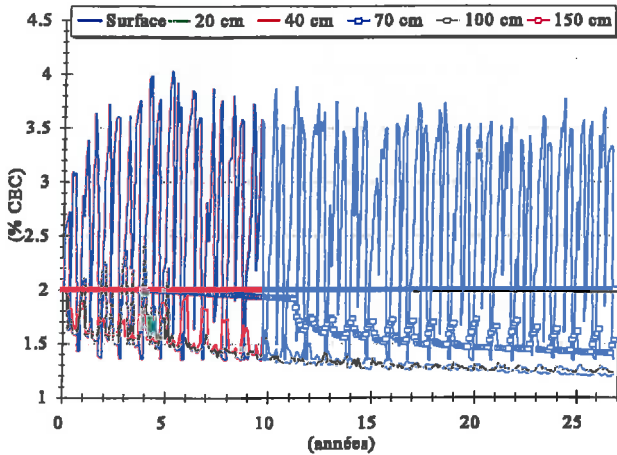


Figure 88: Evolution de la proportion de K échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

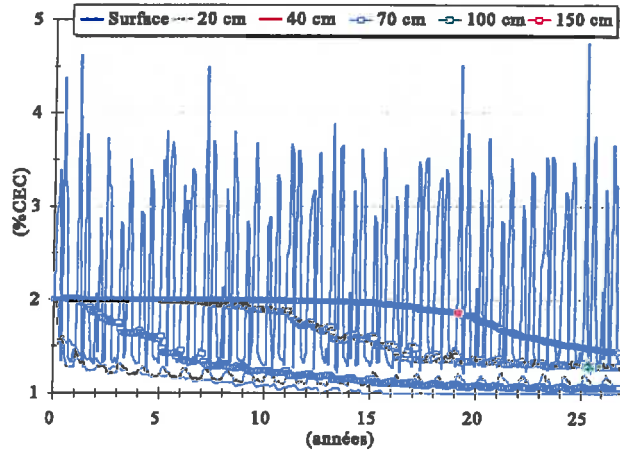


Figure 89: Evolution de la proportion de K échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

Suite à la précipitation précoce d'illite, on observe une diminution continue du taux de potassium échangeable. Cette diminution fait suite à une période d'instabilité due à une alternance de précipitation dissolution avant que l'illite ne contrôle de façon continue la molarité du potassium dans la solution du sol. Ce phénomène d'instabilité est permanent en surface. La proportion de potassium échangeable est plus élevée en surface due à un équilibre avec la composition ionique de l'eau d'irrigation.

7.3.5. Synthèse

La sodisation des sols est l'aspect primordial de ces évolutions. Elle débute d'abord en surface mais se stabilise rapidement. C'est vers 40 cm de profondeur que la dégradation attendue est la plus rapide après environ 25 années de culture sous irrigation. Cette sodisation se propage alors lentement aux horizons sous-jacents. Seuls les niveaux superficiels sont épargnés, à moins que la dégradation des propriétés physiques ne réduise le lessivage et n'accroisse leur sodisation. Les niveaux superficiels, jusqu'à 10 cm environ, se caractérisent par des propriétés proches d'un équilibre avec l'eau d'irrigation sans que les mécanismes géochimiques de contrôle de l'évolution de la solution du sol n'aient d'influence prépondérante. Ce phénomène pourrait limiter la baisse de fertilité des sols pendant les périodes de culture (et d'irrigation). Les profils de composition du complexe d'échange ont été représentés à l'issue des simulations (fig.90 et 91). Au bout de 27 années de simulation, le taux de sodium échangeable dépasse la valeur seuil de 10% de la CEC de 30 cm à 40 cm de profondeur. Lorsque la CEC est réduite, la dégradation concerne les horizons de 20 cm à 110 cm de profondeur.

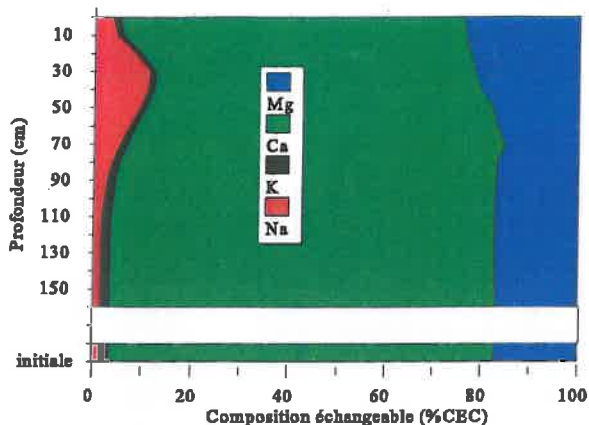


Figure 90: Profil de composition du complexe d'échange à l'issue de la simulation pour une CEC de 123 meq/kg

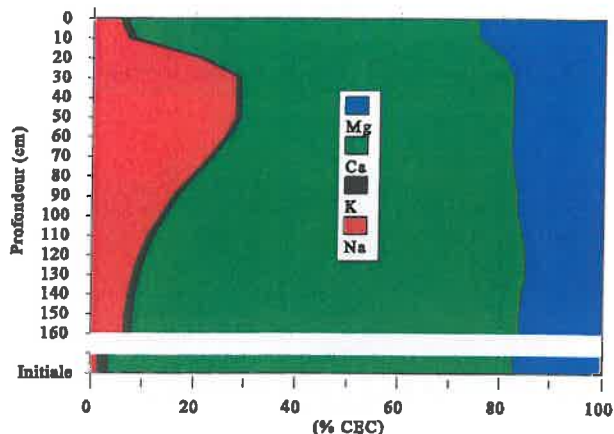


Figure 91: Profil de composition du complexe d'échange à l'issue de la simulation pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

7.4. Evolution de la solution du sol et de l'alcalinité

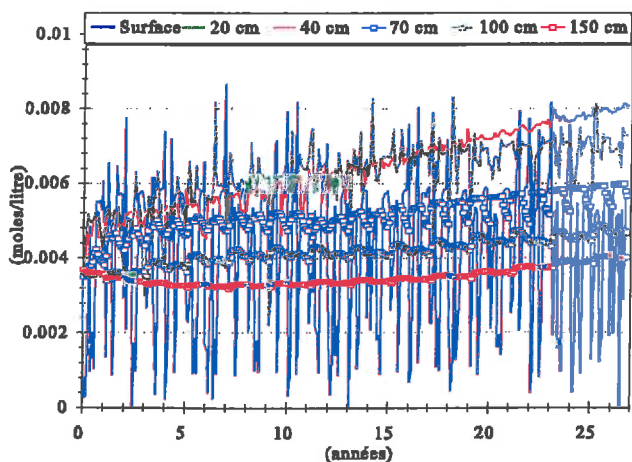


Figure 92: Evolution de l'alcalinité en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg

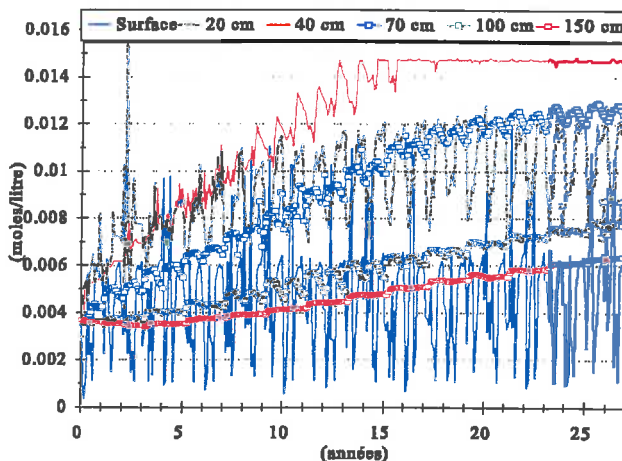


Figure 93: Evolution de l'alcalinité en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

La solution du sol est en équilibre permanent avec le complexe d'échange. Ainsi les évolutions de l'alcalinité apparaissent homogènes à celles de la proportion de sodium échangeable. L'alcalinité varie dans une gamme de 1 à 10, soit une unité de pH environ. En surface, si l'évolution de l'alcalinité se stabilise rapidement, ses variations annuelles sont importantes : variations de 1 à 5, soit 0.7 unités pH environ. Le pH est minimal pendant la période de culture et d'irrigation. En profondeur, l'alcalinité est plus stable et augmente

progressivement. Au bout de 27 années de simulation, on observe seulement un doublement de l'alcalinité qui correspond à une augmentation de 0.3 unités pH. Lorsque la CEC est réduite, l'alcalinité se stabilise à une valeur correspondant à un quadruplement de l'alcalinité, soit 0.6 unités pH environ.

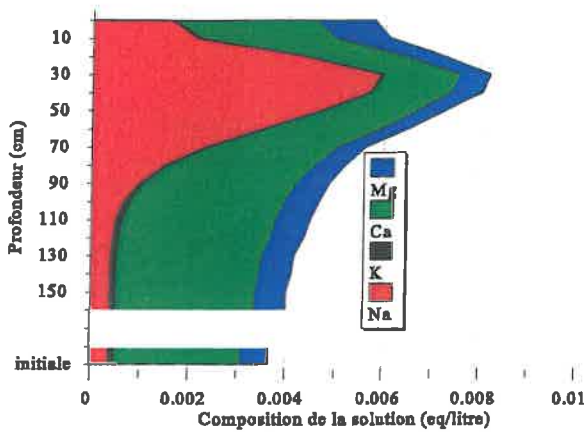


Figure 94: Profil de composition de la solution du sol à l'issue de la simulation pour une CEC de 123 meq/kg

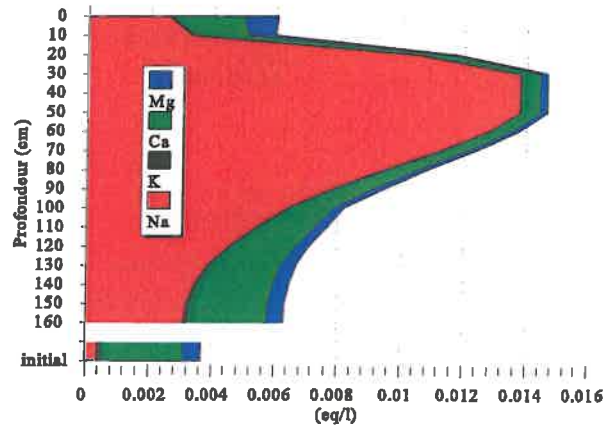


Figure 95: Profil de composition de la solution du sol à l'issue de la simulation pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg

La concentration de la solution du sol a été représentée à l'issue de la simulation (fig.94 et 95). Représentée en équivalent, la somme des cations est alors égale à l'alcalinité. La concentration est maximale entre 30 et 50 cm de profondeur. Elle décroît brutalement dans les horizons superficiels et plus progressivement vers la profondeur. La concentration des niveaux profonds se poursuit même après une période estimée de plus d'un siècle sous irrigation.

7.5. Alcalinisation et stockage d'alcalinité

Au cours du processus d'alcalinisation, le stockage d'alcalinité se produit à 3 niveaux d'importance croissante:

- Une augmentation de l'alcalinité dans la solution du sol. Elle se traduit par une augmentation du pH;
- Une désorption de calcium, mais aussi de potassium et de magnésium, susceptibles de neutraliser de l'alcalinité. Elle se traduit par une dégradation des propriétés physiques par sodisation.
- Une accumulation de calcite et de silicates qui stockent des cations et des ions hydroxydes ou carbonates, donc de l'alcalinité.

Les quantités d'alcalinité correspondant à ces différentes phases ont été représentées dans les figures 96 et 97.

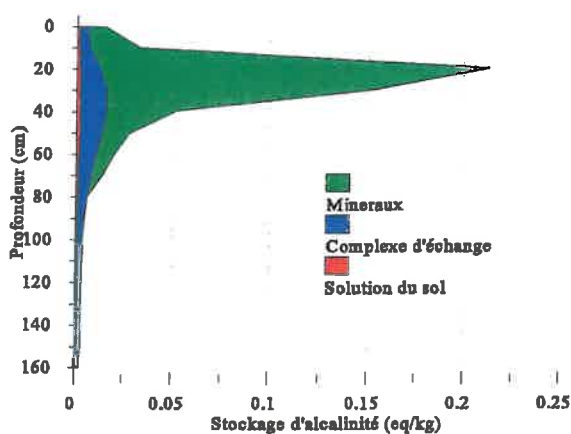


Figure 96: Profil de différentes formes d'alcalinité stockée à l'issue de la simulation (CEC de 123 meq/kg)

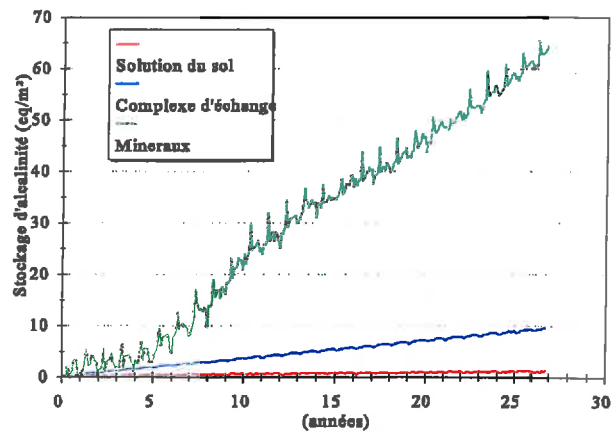


Figure 97: Evolution des différentes formes d'alcalinité stockée (CEC de 123 meq/kg)

Il apparaît donc que la plus grosse partie de l'alcalinité est stockée sous formes de minéraux. Dans le même temps, la proportion en solution est quasiment négligeable. Ce stockage d'alcalinité a une grande importance agronomique parce qu'il contribue à contrôler l'augmentation de l'alcalinité dans la solution du sol, mais surtout parce que ce stock est susceptible de s'opposer durablement à toute tentative de réhabilitation des sols à alcali. Il n'est que rarement pris en compte dans les bilans et pourrait expliquer les nombreux échecs obtenus dans ce domaine.

7.6. Comparaison des résultats de la simulation avec quelques résultats expérimentaux

Les expérimentations ont été menées pendant une période de 2 ans, soit 4 campagnes de culture. Les résultats obtenus n'ont pas permis de mettre en évidence des évolutions significatives des propriétés chimiques des sols sur une période aussi courte en comparaison de la vitesse d'évolution attendue du processus. 12 profils de sol du périmètre de Lossa ont été échantillonnés sur diverses parties du périmètre mises en valeur sous irrigation depuis une dizaine d'années. Les échantillons ont été prélevés dans les horizons 0-20 cm; 20-40 cm; 40-60 cm et 60-80 cm. Mais sur ces profils, ni les caractéristiques initiales du sol, ni l'historique des cultures et des irrigations n'ont pu être précisés. Il ne s'agit donc pas d'une tentative de validation mais plutôt d'une appréciation de la cohérence de ces résultats avec les résultats de la simulation. Les mesures du pH et de la composition cationique du complexe d'échange ont été analysées.

7.6.1. Etude du pH et des bases échangeables dans les conditions naturelles (situation initiale)

Le pH, la CEC et la composition du complexe d'échange ont été mesurés avant le démarrage de l'expérimentation sur 34 parcelles non gypsées du dispositif expérimental (annexe 1) à une profondeur de 40 cm. Les proportions de calcium (fig.98), magnésium (fig. 99), sodium (fig. 100) et potassium (fig; 101) échangeables ont été représentées en fonction du pH et ajustées à un polynôme de degré 3.

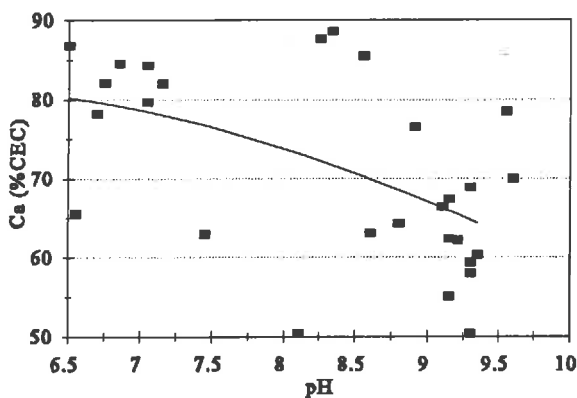


Figure 98: Relation entre le calcium échangeable (%CEC) et le pH dans les conditions naturelles

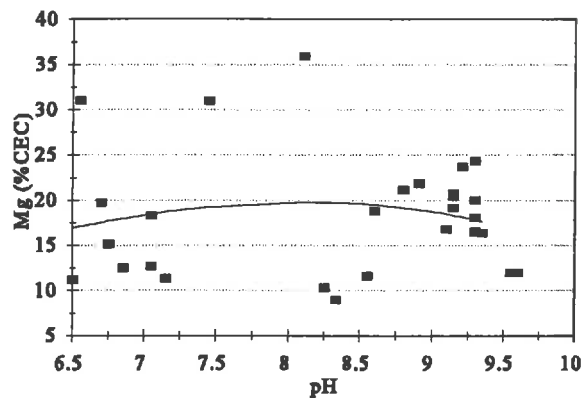


Figure 99: Relation entre le magnésium échangeable (%CEC) et le pH dans les conditions naturelles

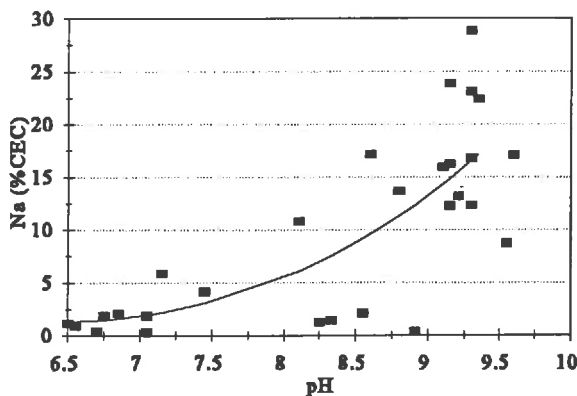


Figure 100: Relation entre le sodium échangeable (%CEC) et le pH, dans les conditions naturelles

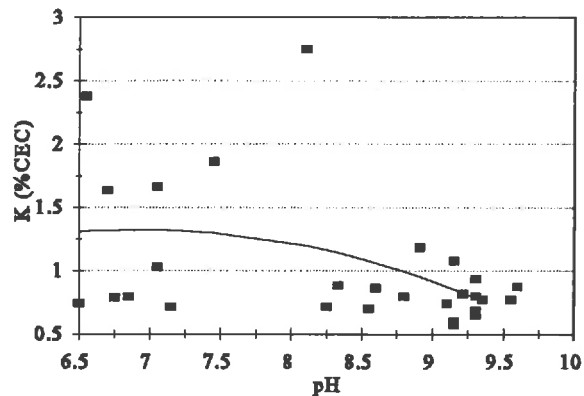


Figure 101: Relation entre le potassium échangeable (%CEC) et le pH, dans les conditions naturelles

Ces observations sont conformes à l'évolution des molarités en solution au cours du processus d'alcalinisation où le sodium devient prédominant à mesure que la solution du sol se

concentre. La désorption du calcium et du potassium est continue pendant le processus de concentration. Cela indique un contrôle précoce de ces éléments lors de la concentration de la solution du sol par la précipitation de calcite et d'illite. Le magnésium montre un comportement original dans la mesure où sa proportion tend d'abord à augmenter, puis diminue suite à la précipitation plus tardive d'une argile magnésienne proche de la sépiolite. Ces évolutions sont finalement interrompues suite à la précipitation d'une argile sodique de composition proche de la paragonite. Elles sont conformes au modèle géochimique d'alcalinisation des sols.

7.6.2. Etude du pH et des bases échangeables après 10 années de culture sous irrigation

La composition du complexe adsorbant des horizons sous-jacents (supérieurs à 20 cm de profondeur) des sols du périmètre de Lossa après environ 10 années de culture sous irrigation se distingue de celle de l'horizon superficiel qui sera traité séparément dans le prochain paragraphe. Comme dans le cas précédent, les proportions de calcium (fig.102), magnésium (fig. 103), sodium (fig. 104) et potassium (fig; 105) échangeables ont été représentées en fonction du pH et ajustées à un polynôme de degré 3.

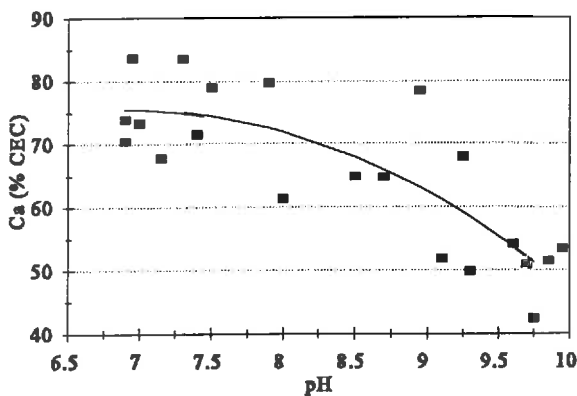


Figure 102: Relation entre le calcium échangeable (%CEC) et le pH, après 10 ans d'irrigation

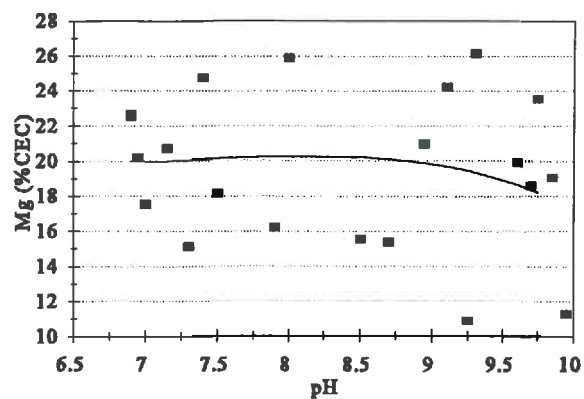


Figure 103: Relation entre le magnésium échangeable(%CEC) et le pH, après dix années d'irrigation

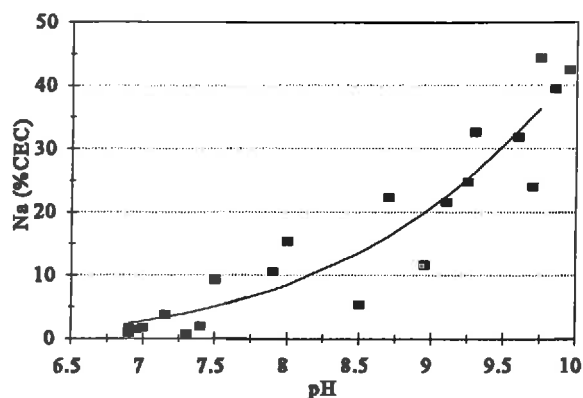


Figure 104: Relation entre le sodium échangeable (%CEC) et le pH, après 10 ans d'irrigation

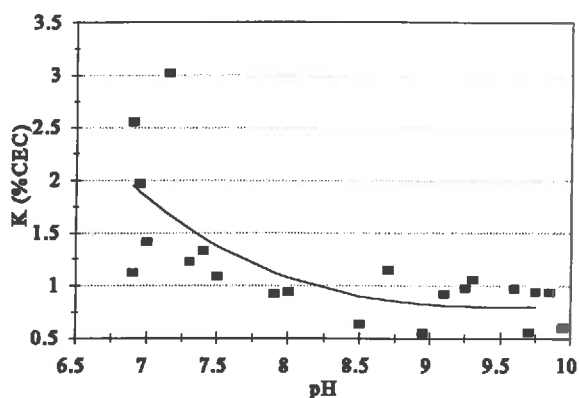


Figure 105: Relation entre le potassium échangeable (%CEC) et le pH, après 10 ans d'irrigation

Avec l'augmentation de l'alcalinité et du pH, on observe une désorption de calcium et de potassium, associée à une adsorption de sodium et de magnésium pour les solutions les plus concentrées. Ces relations sont de même nature que celles observées dans les conditions naturelles. Mais un certain nombre d'évolution peuvent être notée:

- Une augmentation de la gamme de pH mesurés de l'ordre de 0.3 unités pH, témoignant d'une augmentation de l'alcalinité, notamment pour les parcelles les moins alcalines;
- Une diminution de la proportion de calcium échangeable qui passe en moyenne: de 80 à 75% de la CEC pour les sols les moins alcalins (SBS); et de 65 à 50% pour les sols les plus alcalins (SA) (fig.102);
- Une augmentation de la proportion de magnésium échangeable qui passe en moyenne: de 17% à 20% pour les sols les moins alcalins (SBS); mais reste stable autour de 18% pour les sols les plus alcalins (SA) (fig.103);
- Une augmentation de la proportion de sodium échangeable qui passe en moyenne de 1.4% à 2.5% pour les sols les moins alcalins (SBS); et de 17% à 35% pour les sols les plus alcalins (SA) (fig.104). Dans certains cas, la proportion de sodium échangeable de parcelles modérément alcalines peut atteindre, voire dépasser, 10% de la CEC.
- Pas de variations sensibles de la proportion de potassium échangeable (fig. 105).

Il découle de ces observations que la sodisation et l'alcalinisation des sols bruns subarides ont progressé conjointement après plus de dix ans de culture sous irrigation. Ces évolutions sont conformes à la tendance d'évolution des sols mise en évidence par la simulation. Il subsiste néanmoins une grande variabilité au sein de l'échantillon étudié due à l'historique très varié des différentes parcelles prises en compte: Si certaines ont été cultivées de façon quasi-continue, la mise en valeur des autres fut plus épisodique.

7.6.3. Etude du pH et des bases échangeables de l'horizon superficiel après 10 années de culture sous irrigation

Les résultats des simulations ont mis en évidence un comportement spécifique de l'horizon superficiel dont les caractéristiques de la solution du sol et du complexe d'échange sont apparues distinctes des résultats du modèle géochimique, vraisemblablement due à un équilibre dominant avec la composition chimique de l'eau d'irrigation. Afin d'illustrer ce phénomène, les relations, issues des résultats de la simulation, entre l'alcalinité et la composition du complexe d'échange ont été présentées pour le niveau superficiel et une profondeur de 40 cm (fig.106 et 107).

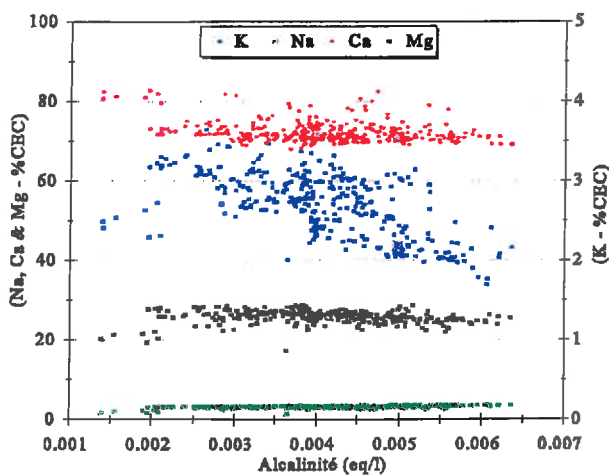


Figure 106: Relation, issue des résultats de la simulation, entre l'alcalinité et la composition du complexe d'échange en surface

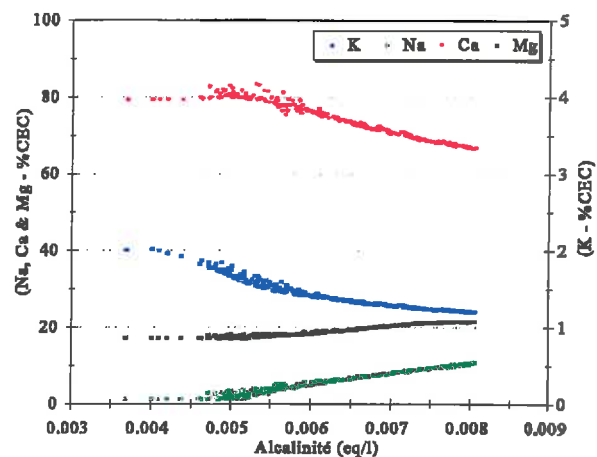


Figure 107: Relation, issue des résultats de la simulation, entre l'alcalinité et la composition du complexe d'échange à 40 cm de profondeur

A 40 cm de profondeur, les relations sont conformes aux évolutions attendues de la composition du complexe d'échange avec la concentration de la solution et l'augmentation de l'alcalinité (fig. 107). En surface (fig. 106), Les variations d'alcalinité traduisent l'alternance de période d'irrigation et d'évaporation et ne s'accompagnent pas de modifications importantes de la composition du complexe d'échange proche d'un équilibre avec la composition chimique de l'eau d'irrigation. Dans la gamme d'alcalinité considérée, on note des relations différentes entre l'alcalinité et la composition du complexe caractérisées par:

- Une diminution de la proportion de calcium échangeable;
- Une augmentation de la proportion de potassium et de magnésium échangeable;
- Une augmentation de la proportion de sodium échangeable pour les solutions les moins concentrées et une diminution de cette proportion pour les solutions les plus concentrées.

Lors de l'interprétation des résultats analytiques concernant les sols irrigués depuis une

dizaine d'année, l'horizon superficiel (0-20 cm) montre des résultats distincts et a dû être écarté de la première analyse. Ces résultats ont été comparés aux résultats des horizons sous-jacents.

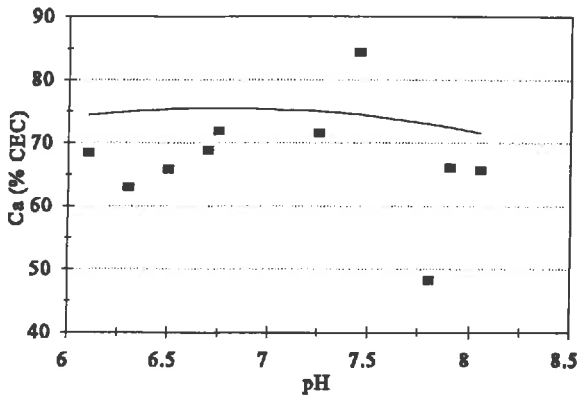


Figure 108: Relation entre le calcium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)

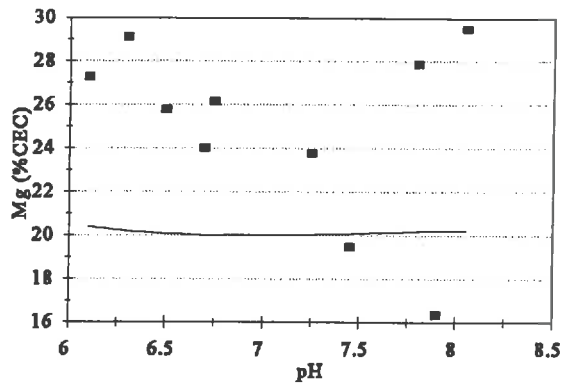


Figure 109: Relation entre le magnésium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)

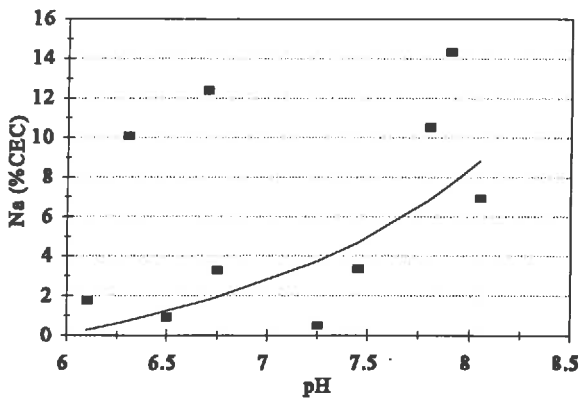


Figure 110: Relation entre le sodium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)

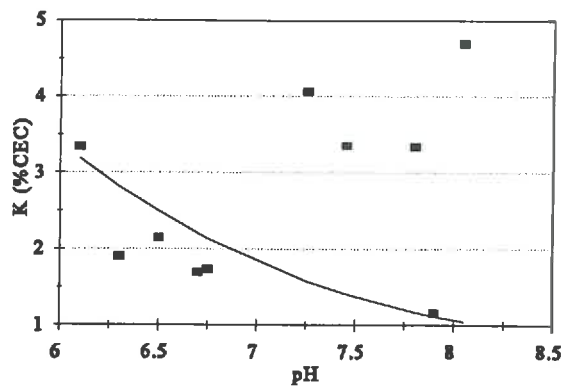


Figure 111: Relation entre le potassium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)

Les différences se manifestent essentiellement par une proportion plus importante de magnésium (fig.109) et de potassium (fig.111) échangeable alors que la proportion de calcium (fig.108) échangeable diminue. Certaines parcelles apparaissent fortement sodiques (fig.110) sans qu'une explication précise puisse être apportée. Ce phénomène pourrait être lié à des recouvrements éoliens sableux dont le moindre pouvoir tampon favoriserait une évolution plus rapide de la sodicité ou à la nature dégradée des horizons sous-jacents limitant la lixiviation des

solutés.

7.7. Conclusions

Les résultats de la simulation apparaissent cohérents avec les quelques résultats analytiques étudiés. Néanmoins, il ne s'agit en aucun cas d'une validation qui n'a pu être réalisée pendant la trop courte durée de l'expérimentation par rapport à la dynamique attendue du processus.

7.7.1. Limites liées au modèle utilisé

□ Si un certain nombre de paramètres ont dû être estimé en l'absence de mesures et de toute procédure de calibration et validation du modèle couplée, la pertinence de la démarche repose sur le fait que les principaux paramètres qui conditionnent les transferts, la concentration et les équilibres de la solution du sol ont effectivement été mesurés :

- Conditions à la limite supérieure du système : ETP, pluviométrie efficace, lame d'eau moyenne infiltrée et sa concentration lors des irrigations ;
- Conditions de transferts de l'eau et des solutés : conductivité hydraulique à saturation.
- Equilibres entre la solution du sol et la matrice solide : constantes d'équilibre et isothermes d'échange.

□ Le modèle de transfert de soluté repose sur des hypothèses classiques largement admises par la communauté scientifique qui ont pu être validée dans de nombreuses circonstances. Sa pertinence repose sur la précision des paramètres d'entrée du modèle et sur la validité du modèle global pour décrire le transfert des solutés dans le profil de sol. En condition de vitesse d'écoulement modérée et d'agrégats de petite taille sur les sols bruns subarides, sa validité est acceptable même si une certaine marge d'erreur doit être considérée. Le couplage contribue vraisemblablement à limiter les erreurs dues au modèle global dans la mesure où la composition de la solution du sol est pour l'essentiel contrôlée par le modèle géochimique.

□ Le modèle géochimique traduit schématiquement des mécanismes susceptibles de rendre compte des équilibres qui contrôlent l'évolution de la solution du sol. Dans la réalité, ces mécanismes sont certainement beaucoup plus complexes, mettant en jeu un nombre de minéraux plus importants et des mélanges solides d'argiles aux propriétés particulières. Des études minéralogiques précises devraient permettre de parfaire la compréhension de ces différents mécanismes.

□ D'autre part, ces équilibres ne sont pas instantanés. Cette situation de "non équilibre chimique" est liée à :

- La cinétique de précipitation dissolution des minéraux impliqués tandis que les

phénomènes d'échange sont généralement considérés comme instantanés;

- La diffusion des solutés qui retarde l'équilibre de la solution du sol entre une phase d'eau immobile essentiellement au sein des agrégats et une phase d'eau mobile dans les zones interstitielles : ce phénomène est généralement qualifié de "non équilibre physique".

Aucun de ces phénomènes n'a été considéré dans le modèle même si un ralentissement des processus a été intégré indirectement par l'intermédiaire d'une réduction de la fréquence d'appel du module géochimique. Ils ne remettent pas en cause l'évolution générale du milieu mais pourrait accroître la dispersion apparente des solutés, la localisation des précipitats et de la sodisation. Néanmoins, l'incidence de ces aspects cinétiques devient vite négligeable pour de si longues périodes de simulation.

- La sodisation des sols s'accompagne à partir d'un certain seuil (environ 10% de la CEC) d'une dispersion des argiles et d'une dégradation des propriétés physiques. Cette diminution de la conductivité hydraulique, d'un facteur 100 environ, n'a pas été prise en compte. Elle contribuerait à réduire la vitesse de transfert et le lessivage, et à accélérer le processus d'alcalinisation, notamment dans les horizons superficiels. Mais cette dégradation n'est vraisemblablement pas homogène et instantanée à un niveau donné du fait des phénomènes de "non équilibre physique et chimique" et de l'existence de zones d'écoulement préférentiel liées à l'organisation structurale du sol. Il existe peu de travaux sur l'évolution dynamique de l'organisation structurale d'un sol en relation avec la sodisation. Néanmoins, on peut s'attendre à une extension progressive d'agrégats imperméables ou, inversement, d'une réduction progressive de ces agrégats sodiques (ou un élargissement des zones de circulation préférentielle) dans le cadre d'une dynamique de désodisation. Les observations réalisées par Barbiero (1994) au niveau d'un front de transformation entre sol à alcali et sol brun subaride dans les conditions naturelles plaident pour ce type d'interprétation. Il note par ailleurs que l'évolution des traits géochimiques est plus rapide que l'évolution des traits morphologiques. La restauration des propriétés physiques ne peut donc pas être considérée comme instantanée. Un tel schéma d'analyse ne peut être modélisé sous la forme d'un tel modèle global de transfert de solutés. Il nécessiterait la prise en compte de deux classes d'eau.

- Dans les horizons superficiels, la sodisation atteint rapidement un équilibre proche de 3% de la CEC, inférieur au seuil de dégradation mis en évidence. Néanmoins, il est possible que l'apport d'une eau d'irrigation très douce ne provoque une défloculation de la matrice argileuse. Si le taux de sodium échangeable devait augmenter en surface suite à l'imperméabilisation des horizons sous-jacents, ce processus de dégradation deviendrait vraisemblable. La diminution de l'infiltration observée sur les sols à alcali pourrait être attribuée à un tel processus.

7.7.2. Synthèse des résultats

L'irrigation des sols bruns subarides du périmètre de Lossa s'accompagne d'une alcalinisation et d'une sodisation progressive. Ces processus ont une intensité maximale à une profondeur de 30 à 50 cm. Ils sont beaucoup plus lents dans les niveaux sous-jacents tandis que les niveaux superficiels atteignent rapidement un équilibre à un niveau plus conforme à la préservation de la fertilité du milieu. La dégradation des propriétés physiques ne débute qu'après environ 25 années d'irrigation lorsque le taux de sodium échangeable atteint 10% de la CEC vers 40 cm de profondeur. La diminution de la conductivité hydraulique qui en résulte pourrait conduire à une réduction du lessivage et à une aggravation du processus de dégradation, notamment pour les niveaux superficiels. La prévention de cette dégradation nécessite une forte augmentation des doses d'irrigation de façon à garantir une fraction de lessivage supérieure et s'affranchir d'une concentration excessive des sels.

La notion de fraction de lessivage prend une dimension tout à fait particulière dans le cadre d'une dynamique d'alcalinisation où la dégradation des propriétés physico-chimiques des sols n'est induite que pour de faibles niveaux de concentration de la solution du sol. En effet, le seuil de 10% de sodium échangeable n'est atteint que pour un facteur de concentration de l'eau d'irrigation inférieur à 10. La fraction de lessivage et les doses d'irrigation devront être considérablement augmentées pour pallier cette dégradation.

L'évolution des sols à alcali n'a pas été simulée. Néanmoins, considérant que leur perméabilité et les doses d'irrigation sont plus faibles, leur mise en valeur ne peut s'accompagner que d'une reprise du processus d'alcalinisation. De plus, le processus géochimique d'alcalinisation étant largement engagé, le pouvoir tampon du sol est considérablement diminué et on doit s'attendre à une évolution plus rapide du processus. Lorsque l'alcalinisation ne concerne que les horizons sous-jacents, la fertilité initiale de ces sols est correcte. Puis ils se dégradent rapidement sous l'influence de l'irrigation. Ce type de fonctionnement pourrait expliquer l'évolution actuelle des sols du périmètre de Lossa marqué par une extension progressive de tâches d'infertilité. Dans le même temps, les sols bruns subarides restent encore épargnés par une dégradation de leurs propriétés physico-chimiques qui ne devrait se manifester qu'à plus long terme.

8. Etude de l'évolution à court terme des sols sous irrigation

Dans le chapitre précédent, il a été démontré que l'évolution des sols sous irrigation est un processus lent qui conduit à moyen et long terme à une alcalinisation et une sodisation des sols. Dans le cadre de ce travail, le suivi de l'évolution des sols n'a été mené que pendant une période de 2 ans et ne permet pas de mettre en évidence des évolutions significatives des sols. Le modèle hydrogéochimique proposé n'a donc pu être validé.

Néanmoins, les résultats analytiques obtenus en cours d'expérimentation montrent des évolutions sensibles des propriétés chimiques des sols. Ces évolutions ne peuvent être attribuées à une concentration de la solution du sol sous l'influence de l'irrigation et l'hypothèse d'une augmentation de la $p\text{CO}_2$ liée à la mise en culture de ces sols sera discutée.

Dans un premier temps, l'incidence de variations de la $p\text{CO}_2$ sur les équilibres géochimiques sera présentée sur la base du modèle géochimique d'alcalinisation des sols proposé et calibré dans le chapitre 6.

Puis, les principaux résultats expérimentaux permettant d'apprécier l'évolution des sols sous irrigation seront analysés et discutés. Seront successivement abordées les évolutions de la composition chimique de la solution du sol; du pH, mesuré *in situ* et sur échantillon de sol au laboratoire; et de la composition du complexe d'échange.

Ces résultats ne concernent que l'évolution à court terme (2 ans) des sols suivie sur trois parcelles (casiers F1, F2 et G1) du périmètre de Lossa qui n'avaient encore jamais été cultivées sous irrigation. Ils permettront d'apprécier la pertinence du modèle géochimique proposé concernant les processus d'alcalinisation des sols et d'interpréter les propriétés physico-chimiques des sols et leur évolution.

8.1. Incidence de la $p\text{CO}_2$ sur les équilibres géochimiques

Le CO_2 est un composant à part entière de la solution du sol et son influence sur le pH est bien connue, notamment en milieu alcalin (Bourrié, 1976; Guillobez, 1989). Il est donc susceptible d'influencer les conditions d'équilibre entre les minéraux présents, le complexe d'échange et la solution du sol. L'étude de la composition de la solution du sol dans les conditions naturelles, appréciée à partir d'extraits de pâte saturée de 72 échantillons de sol prélevés sur le périmètre de Lossa, a conduit à l'estimation d'une $p\text{CO}_2$ de $10^{-2.5}$ permettant de rendre compte des équilibres entre la solution du sol et la matrice solide. Afin de mettre en évidence son incidence, la sensibilité de ce modèle à différentes valeurs de la $p\text{CO}_2$ a été testée. Différentes simulations de concentration de la solution du sol ont été réalisées pour des valeurs de la $p\text{CO}_2$ de $10^{-1.5}$, $10^{-1.7}$, $10^{-1.9}$, $10^{-2.1}$, $10^{-2.3}$, $10^{-2.5}$, $10^{-2.7}$, $10^{-2.9}$, $10^{-3.1}$, $10^{-3.3}$ et $10^{-3.5}$.

8.1.1. Composition de la solution du sol

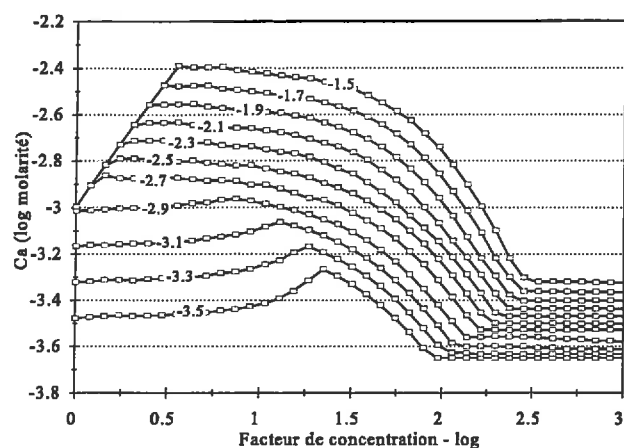


Figure 112: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en calcium lors de la concentration de la solution du sol

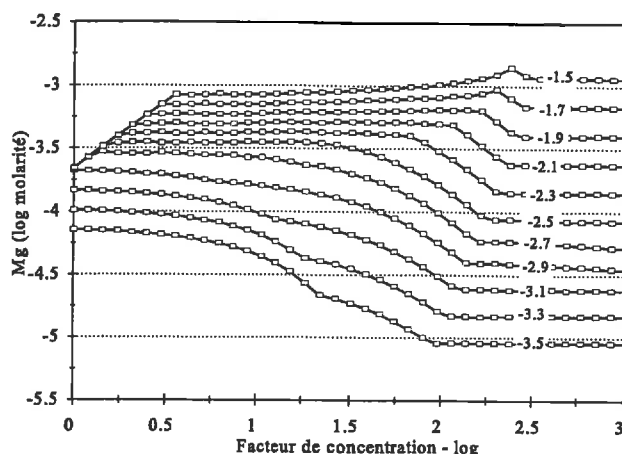


Figure 113: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en magnésium lors de la concentration de la solution du sol

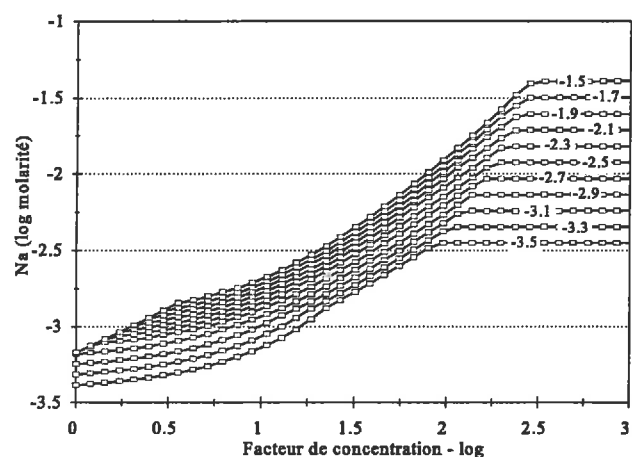


Figure 114: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en sodium lors de la concentration de la solution du sol

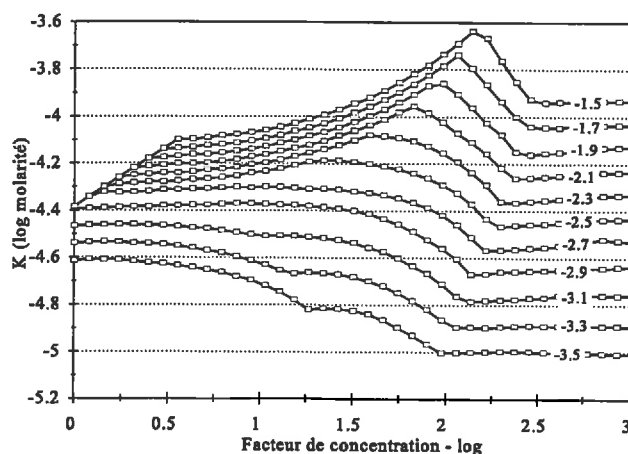


Figure 115: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en potassium lors de la concentration de la solution du sol

A mesure que la pCO_2 diminue et que le pH s'élève, on observe deux phénomènes :

- Un contrôle plus précoce de la molarité des différents cations en solution;
- Une diminution des molarités pour un même niveau de concentration, notamment en ce qui concerne le stade ultime de concentration de la solution du sol. Cette diminution peut être imputée à la précipitation de minéraux ou à l'adsorption sur le complexe d'échange dès lors que la molarité des autres cations, contrôlés par la précipitation de minéraux, décroît.

Ils mettent en évidence une précipitation plus précoce et plus abondante des différents

minéraux impliqués dans le contrôle de la solution du sol. Mais ces variations de la $p\text{CO}_2$ et du pH induisent des modifications différentes des molarités des différents cations en solution :

- La molarité en calcium est moins affectée que celle du magnésium. Ce phénomène est lié aux conditions d'équilibre de la solution du sol avec la calcite qui peut s'écrire :

$$\log(\text{Ca}^{2+}) + 2\text{pH} + \log(p\text{CO}_2) = 9.76$$

Ainsi, l'effet d'une augmentation du pH est partiellement compensé par la baisse de la $p\text{CO}_2$; et réciproquement.

- La molarité en magnésium apparaît plus fortement influencée par les variations de la $p\text{CO}_2$ dès lors que la sépiolite précipite, contribuant à contrôler l'évolution de la molarité en magnésium en fonction des conditions d'équilibre suivantes :

$$4\log(\text{Mg}^{2+}) + 8\text{pH} + 6\log(\text{H}_4\text{SiO}_4^0) = pK_{\text{sépiolite}}$$

Ayant considéré que la solution du sol est en équilibre avec la silice amorphe, on peut aussi écrire :

$$\log(\text{H}_4\text{SiO}_4^0) = pK_{\text{silice amorphe}}$$

et:
$$4\log(\text{Mg}^{2+}) + 8\text{pH} = pK_{\text{sépiolite}} - 6 pK_{\text{silice amorphe}}$$

Une augmentation d'une unité pH s'accompagne donc d'une diminution de l'activité du magnésium d'un facteur 100, dès lors que la solution du sol est considérée en équilibre avec la sépiolite et la silice amorphe.

- De la même manière, la molarité en sodium peut être décrite en considérant que la solution du sol est en équilibre avec la kaolinite et la paragonite :

$$\log(\text{Na}^+) + 3\log(\text{Al}^{3+}) + 3\log(\text{H}_4\text{SiO}_4^0) + 10\text{pH} = pK_{\text{paragonite modifiée}}$$

$$2\log(\text{Al}^{3+}) + 2\log(\text{H}_4\text{SiO}_4^0) + 6\text{pH} = pK_{\text{kaolinite}}$$

et:
$$\log(\text{Na}^+) + \text{pH} = pK_{\text{paragonite modifiée}} - 1.5pK_{\text{kaolinite}}$$

Une augmentation d'une unité pH s'accompagne donc d'une diminution de l'activité du sodium d'un facteur 10, dès lors que la solution du sol est considérée en équilibre avec la paragonite et la kaolinite.

- Enfin, le même raisonnement a été utilisé concernant le potassium en équilibre avec une illite, la sépiolite, la silice amorphe et la kaolinite. On obtient:

$$\log(\text{K}^+) + \text{pH} = 1.67pK_{\text{illite}} - 1.92pK_{\text{kaolinite}} - 0.104pK_{\text{sépiolite}} - 2pK_{\text{silice amorphe}}$$

Une augmentation d'une unité pH s'accompagne donc d'une diminution de l'activité du potassium d'un facteur 10, dès lors que la solution du sol est considérée en équilibre avec une illite, la sépiolite, la silice amorphe et la kaolinite.

Dans le même temps, et avant que ces différents minéraux ne contrôlent la composition de la solution du sol, les échanges interviennent en ajoutant ou soustrayant des cations dans la solution. L'influence des échanges sera précisée lors de la présentation des résultats concernant l'évolution de la composition du complexe d'échange.

8.1.2. pH et alcalinité

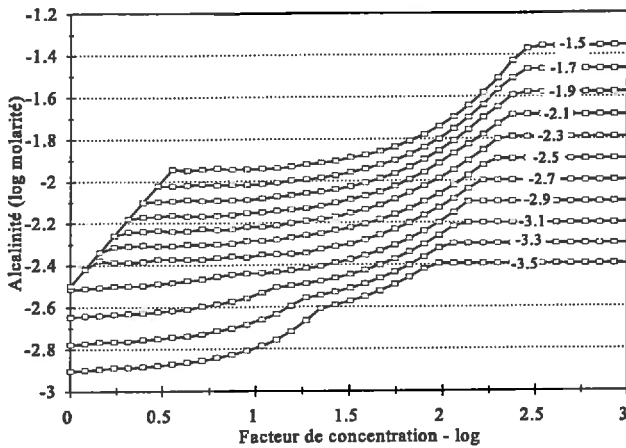


Figure 116: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de l'alcalinité lors de la concentration de la solution du sol

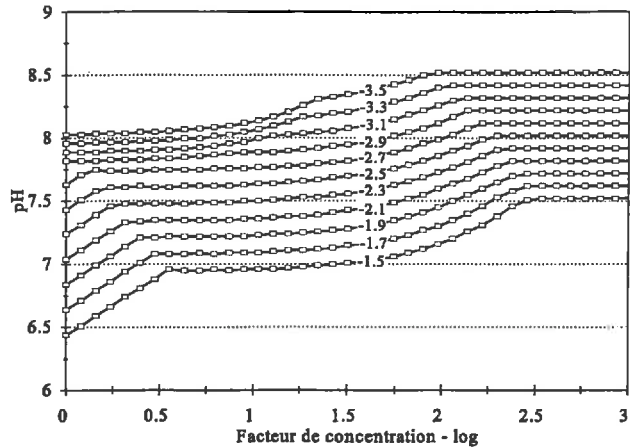


Figure 117: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution du pH *in-situ* lors de la concentration de la solution du sol

Il résulte aussi des variations de la pCO_2 , un comportement singulier de l'alcalinité et du pH *in situ*. Ainsi, lorsque la pCO_2 diminue, le pH augmente et l'alcalinité diminue. Cette diminution de l'alcalinité résulte d'une précipitation plus précoce des différents minéraux qui la neutralise, tandis que l'augmentation du pH *in situ* est liée à la diminution de la pCO_2 et aux conditions d'équilibre entre la pCO_2 , le pH et l'alcalinité carbonatée. Il en découle que les variations du pH mesuré au laboratoire, représentant une estimation de l'alcalinité en équilibre avec la pCO_2 atmosphérique, n'est représentative des variations du pH *in situ* que si la pCO_2 est constante. A niveau de concentration égal de la solution de sol et dans de telles conditions alcalines, une augmentation du pH *labo* indique une augmentation de l'alcalinité liée à une augmentation de la pCO_2 ; elle s'accompagne d'une diminution du pH *in situ*.

L'évolution de l'Alcalinité Résiduelle Calcite a été représentée en fonction du facteur de concentration (fig.118). Cette grandeur algébrique est couramment considérée dans des études récentes comme un traceur conservatif et a pu être utilisée comme une référence du niveau de concentration de la solution du sol en équilibre avec la calcite. Les résultats des simulations montrent que l'alcalinité résiduelle calcite ne peut être considérée comme un traceur conservatif qu'à la condition que:

- Seule la calcite contrôle l'évolution de la solution du sol. Dans le modèle proposé, l'alcalinité résiduelle calcite n'est plus un traceur conservatif dès lors que d'autres minéraux précipitent contribuant à neutraliser une partie de l'alcalinité. Il faudrait dès lors considérer l'alcalinité résiduelle généralisée relative à la précipitation successive de calcite, d'illite et de sépiolite. Cette formulation algébrique est équivalente à la molarité en sodium qui a été retenu comme traceur de référence pour l'étude des mécanismes géochimiques d'alcalinisation dans le chapitre 6.

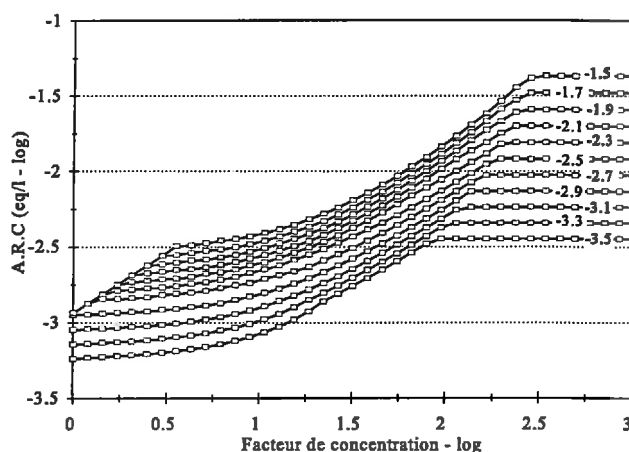


Figure 118: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de l'alcalinité résiduelle calcite (ARC) lors de la concentration de la solution du sol

- La pCO_2 soit invariante. En effet, les variations de la pCO_2 conduisent à la dissolution ou à la précipitation des minéraux présents, et affectent la composition de la solution du sol et la représentativité de l'alcalinité résiduelle calcite comme indicateur de la concentration de la solution du sol. Une augmentation de l'ARC peut tout aussi bien signifier une concentration de la solution du sol qu'une augmentation de la pCO_2 .
- Les échanges cationiques ne soient pas pris en compte. En effet, le complexe d'échange intervient comme une source de calcium dans la solution du sol qui neutralise de l'alcalinité. L'alcalinité résiduelle calcite perd alors toute signification en tant que grandeur permettant d'apprécier une éventuelle lixiviation ou concentration des sels dans la solution du sol.

8.1.3. Composition du complexe d'échange

Les modifications induites dans la composition de la solution du sol par les variations de la pCO_2 ont d'importantes conséquences sur la garniture cationique du complexe d'échange.

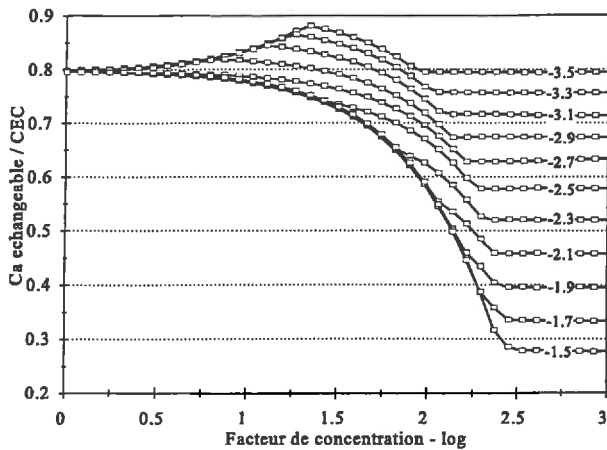


Figure 119: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la proportion de calcium échangeable lors de la concentration de la solution du sol

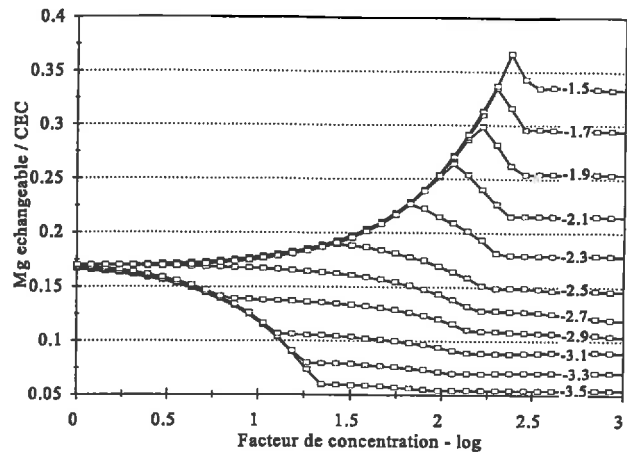


Figure 120: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la proportion de magnésium échangeable lors de la concentration de la solution du sol.

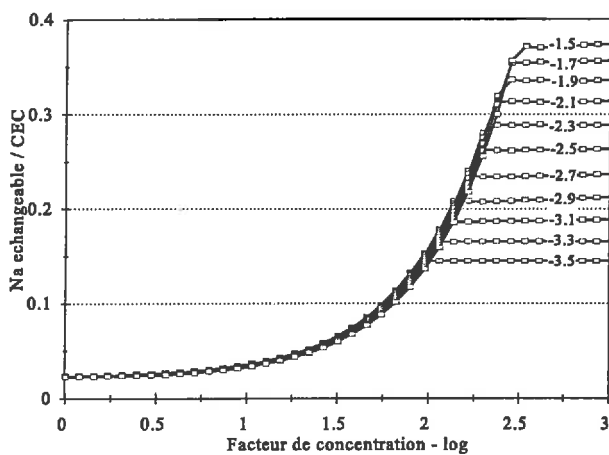


Figure 121: Influence de la pCO_2 sur l'évolution de la proportion de sodium échangeable lors de la concentration de la solution du sol

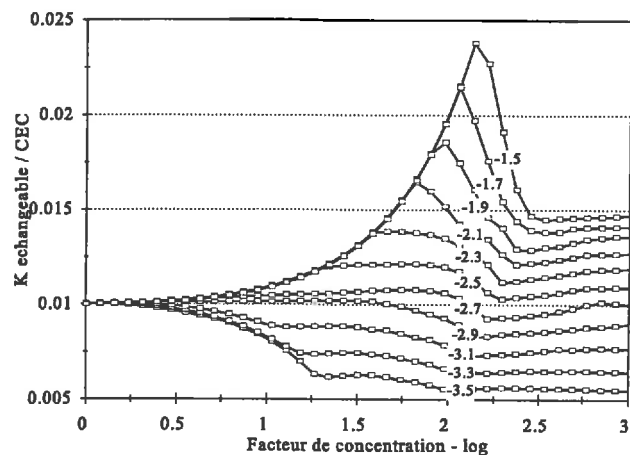


Figure 122: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la proportion de potassium échangeable lors de la concentration de la solution du sol

Avec la diminution de la pCO_2 , on observe:

- Une adsorption de calcium (fig.119); et:
- Une désorption de magnésium (fig.120), de sodium (fig.121) et de potassium (fig.122).

Les évolutions attendues d'une modification de la pCO_2 restent limitées pour les faibles niveaux de concentration. La proportion de sodium échangeable apparaît même quasiment indépendante de la pCO_2 tant que la solution du sol n'est pas contrôlée par la précipitation d'une argile sodique. Ce n'est que lorsque la solution est fortement concentrée (cas des sols à alcali) que l'influence de la pCO_2 se fait fortement sentir sur la composition du complexe d'échange.

Dans la gamme de pCO_2 étudiée (de $10^{-3.5}$ à $10^{-1.5}$), ces proportions varient:

- De 28 à 80% pour le calcium échangeable;
- De 5 à 37% pour le magnésium échangeable;
- De 14 à 38% pour le sodium échangeable; et:
- De 0.5 à 2.4% pour le potassium échangeable.

8.2. Evolution de la composition de la solution du sol

L'évolution de la solution du sol a été étudiée par prélèvement à l'aide de capteurs de solution de type bougies poreuses (annexe 2). Les prélèvements ont été effectués en 1992 au cours de la quatrième saison de culture à une profondeur de 40 cm de profondeur sur des parcelles élémentaires non gypsées d'une partie alcaline du dispositif expérimental (annexe 1). Les résultats ont été comparés aux extraits de pâte saturée d'échantillons de sol prélevés avant mise en valeur dont la composition a été détaillée lors de l'étude des mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols (§6.1). Seuls les échantillons les plus concentrés (SA), supposés en équilibre avec une argile sodique voisine de la paragonite, ont été considérés. On observe :

- Une augmentation importante de la molarité en chlorure (fig.123) tandis que la molarité en sulfate (fig.124) n'a que très peu progressé. Elle doit être attribuée, non pas à l'influence de l'eau d'irrigation qui contient très peu de chlorure, mais à un apport de sylvinite (KCl) à une dose de 100 kg/ha au début de chaque saison de culture.

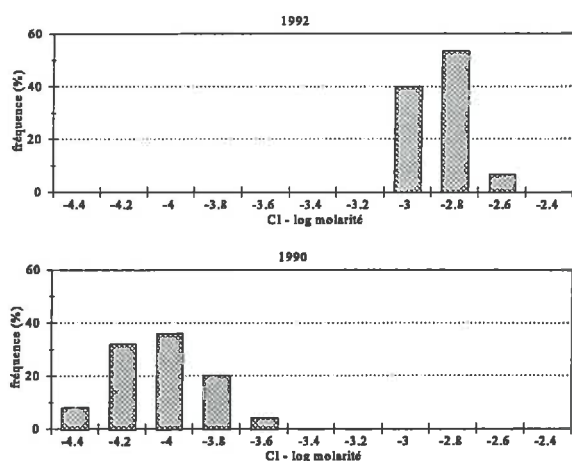


Figure 123: Histogrammes: évolution de la molarité en chlorure après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

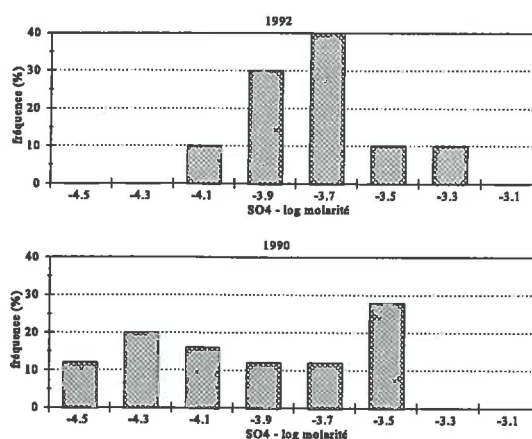


Figure 124: Histogrammes: évolution de la molarité en sulfate après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

- Une augmentation de la molarité en calcium (fig.125) dont la médiane de l'échantillon passe de 0.209 à 0.407 mmoles/litre;
- Une augmentation de la molarité en sodium (fig.127) dont la médiane de l'échantillon

passé de 11.3 à 16.5 mmoles/litre;

- Une augmentation importante de la molarité en magnésium (fig.126) dont la médiane de l'échantillon passe de 0.187 à 1.14 mmoles/litre;
- Une augmentation de la molarité en potassium (fig.128) dont la médiane de l'échantillon passe de 0.026 à 0.060 mmoles/litre. La forte variabilité de la molarité en potassium (fig.126) est vraisemblablement liée à l'influence de l'apport de sylvinite précédemment évoqué pour expliquer l'augmentation de la molarité en chlorure. Mais la molarité en potassium est beaucoup plus faible que celle en chlorure. Cela signifie que la majeure partie du potassium a précipité, est passée en position échangeable sur le complexe d'échange ou a été consommée par les cultures.

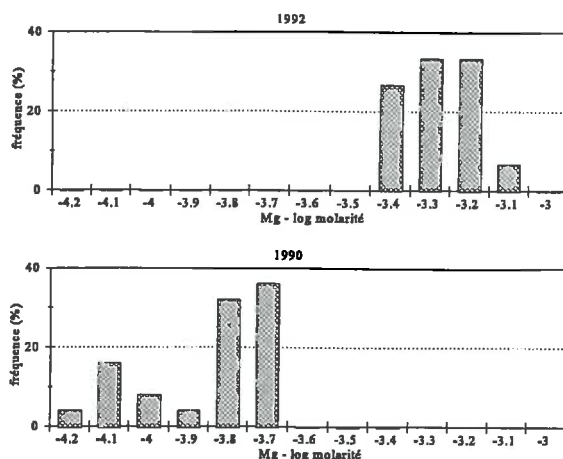
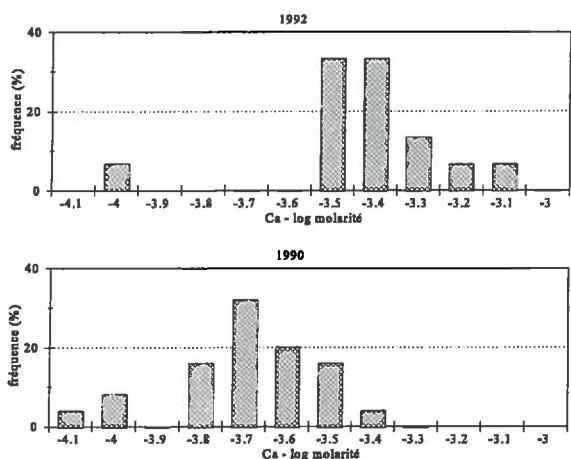


Figure 125 Histogrammes: évolution de la molarité en calcium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

Figure 126 Histogrammes: évolution de la molarité en magnésium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

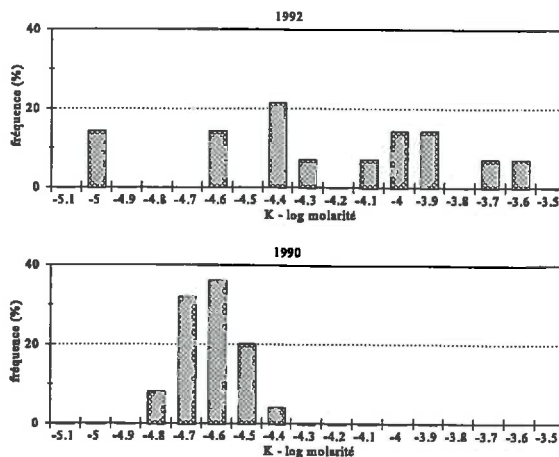
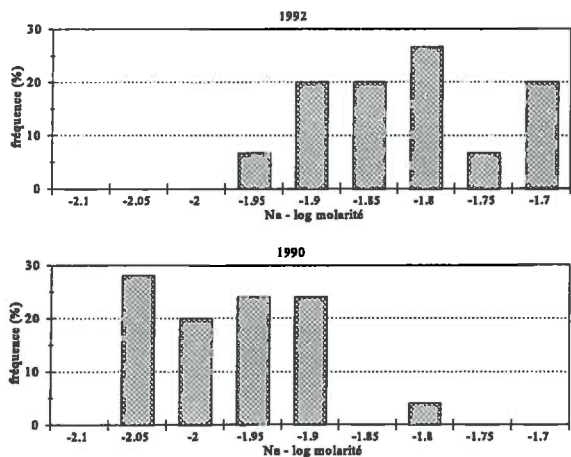


Figure 127 Histogrammes: évolution de la molarité en sodium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

Figure 128: Histogrammes: évolution de la molarité en potassium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation.

- Une augmentation de l'alcalinité (fig.129) dont la valeur médiane passe de 10.6 à 16.1 meq/litre;
- Une augmentation de l'alcalinité résiduelle calcite: ARC (fig.130) dont la valeur médiane passe de 10.4 à 15.4 meq/litre.

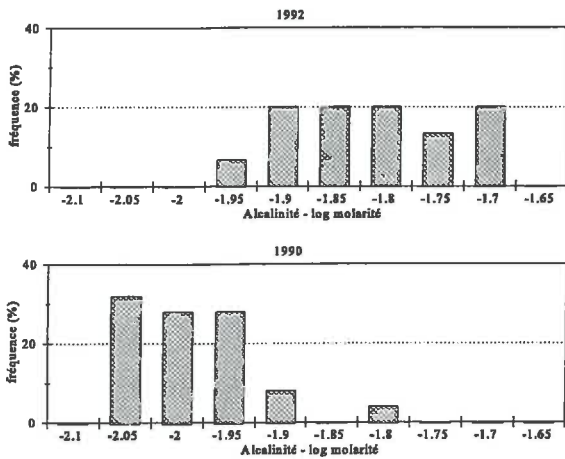


Figure 129: Histogrammes: évolution de l'alcalinité après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

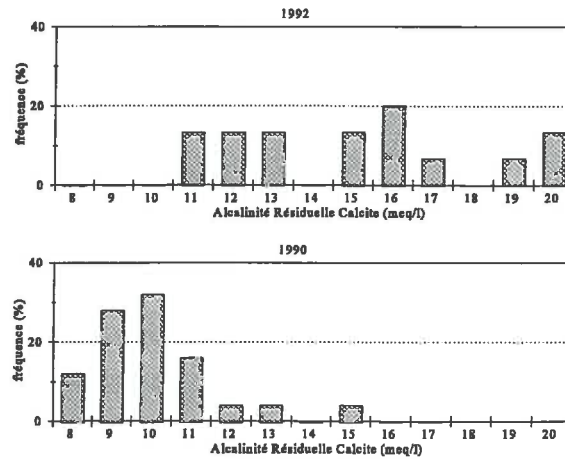


Figure 130: Histogrammes: évolution de l'alcalinité résiduelle calcite (ARC) après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation

Ces évolutions montrent une concentration apparente de la solution du sol où toutes les molarités des espèces analysées et l'Alcalinité Résiduelle Calcite (ARC) ont augmenté dans la solution du sol. Mais:

- Les molarités du calcium, du magnésium et du potassium augmentent alors qu'elles sont censées décroître avec la concentration de la solution du sol et l'augmentation de l'alcalinité et de la molarité en sodium. Si la saturation avec une argile sodique est atteinte, la solution du sol est supposée avoir atteint un pallier où la concentration de la solution du sol se traduit essentiellement par la précipitation de différents minéraux sans modifications sensibles de la composition de la solution du sol et du complexe d'échange.
- L'ordre de grandeur de ces évolutions est beaucoup plus important que celui des évolutions attendues d'une concentration de la solution du sol au cours de 2 années et mis en évidence par la simulation.

Une augmentation de la pCO_2 dans la solution du sol lié à une mise en culture sous irrigation semble plus à même d'expliquer ces évolutions. En fonction du modèle géochimique d'alcalinisation des sols, une telle augmentation conduit à une dissolution de calcite et de différents minéraux argileux provoquant une augmentation de l'alcalinité, de l'alcalinité résiduelle calcite et des molarités des différents cations dans la solution du sol. Néanmoins, les problèmes de représentativité des analyses réalisées d'une part sur extrait de pâte saturée et

d'autre part sur la solution du sol prélevée *in situ* par un capteur de solution ne permet pas de conclure avec certitude sur la nature de ces évolutions.

Il semble qu'il faille donc distinguer une évolution à court terme des sols sous l'influence d'une modification de la pCO_2 , d'une évolution à plus long terme liée à une concentration progressive de la solution du sol sous l'influence de l'irrigation telle qu'elle a pu être mise en évidence par la simulation.

8.3. Evolution du pH "labo"

Les évolutions du pH mesuré au laboratoire ont été étudiées sur les 96 parcelles élémentaires du dispositif expérimental sur le périmètre de Lossa (annexe 1). Les pH mesurés lors de la caractérisation finale des sols ont été comparés aux valeurs initiales du pH ou aux résultats des Analyses en Composantes Principales réalisées à partir des données des caractérisations initiales et finales (§5.2.1). Les pH mesurés sont apparus indépendants de la texture et seule la comparaison avec les premiers axes des ACP initiale et finale a été réalisée. L'axe 1 de l'ACP finale permet une nette différenciation entre les sols bruns subarides et les sols à alcali qui se distinguent principalement par les propriétés physico-chimiques de leurs horizons profonds. L'axe 1 de l'ACP initiale permet d'apprécier l'intensité de l'alcalinisation des sols dans les horizons superficiels.

8.3.1. Evolution du pH à 20 cm de profondeur

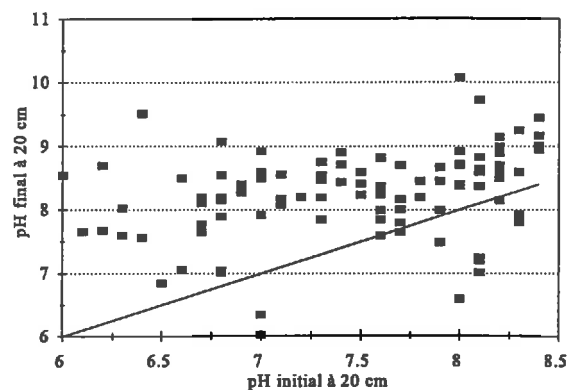


Figure 131: Comparaison des pH initial et final à 20 cm de profondeur

A 20 cm de profondeur (fig.131), le pH a sensiblement évolué mettant en évidence une augmentation de l'alcalinité. Il apparaît désormais relativement indépendant des conditions initiales à l'exception des sols initialement les plus alcalins. Ainsi, deux types de comportement peuvent être distingués:

- Pour la plus grande partie des sols initialement peu alcalins en surface, le pH semble tendre vers un nouvel équilibre en fonction de la qualité et de la concentration des eaux d'irrigation; ce niveau de concentration serait lié aux modalités de gestion de l'irrigation sans que les propriétés initiales du sol n'aient d'influence prépondérante. Cela se traduit par une augmentation du pH d'autant plus importante que les sols étaient initialement peu alcalins, indiquant vraisemblablement une légère concentration de la solution du sol.
- Pour les sols initialement alcalins dès la surface, le pH est étroitement lié au pH initial. Ce comportement pourrait être imputé à deux phénomènes: une influence des propriétés physiques défavorables ayant affectée le lessivage des sels et favorisée leur concentration; ou plus vraisemblablement un équilibre de la solution du sol avec le complexe d'échange et certains minéraux argileux dont nous avons vu qu'ils étaient susceptibles de s'opposer durablement à une évolution de la solution du sol et du pH. Le pH a légèrement augmenté. Il traduit une augmentation de l'alcalinité qui pourrait être liée à une augmentation de la pCO_2 .

Lorsque le pH est représenté en fonction des deux premiers axes de l'ACP, il apparaît peu corrélé au type de sol (fig.133) ou à l'intensité de l'alcalinisation dans les horizons superficiels (fig.132). On observe seulement une légère augmentation du pH pour les sols à alcali. **Ces observations sont conformes aux résultats de la simulation où les horizons superficiels tendent rapidement vers une position d'équilibre relativement indépendante des caractéristiques des horizons sous-jacents.**

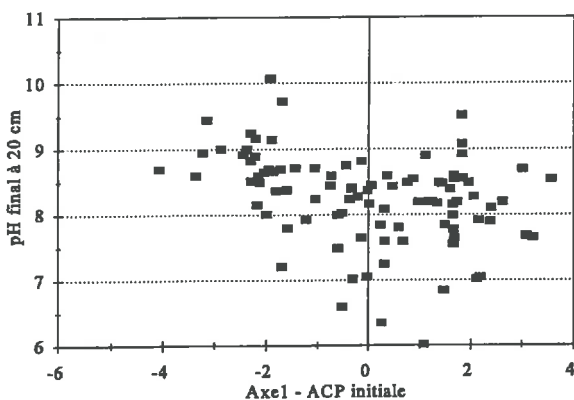


Figure 132: Comparaison du pH final à 20 cm avec le premier axe de l'ACP initiale

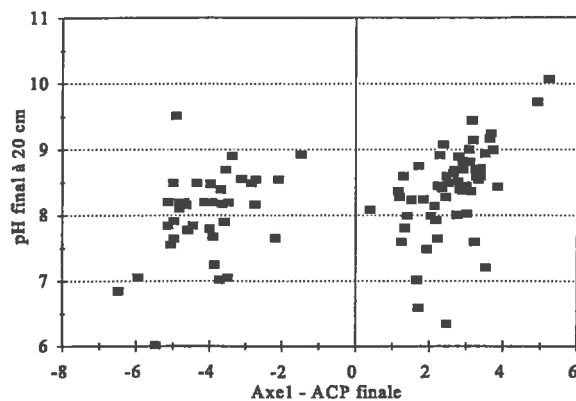


Figure 133: Comparaison du pH final à 20 cm avec le premier axe de l'ACP finale

8.3.2. Evolution du pH à 40 cm de profondeur

A 40 cm de profondeur, le pH apparaît fortement corrélé au pH initial sur toute la gamme de concentration (fig.134). Il a par ailleurs augmenté quelle que soit sa valeur initiale. Cette

augmentation est plus importante pour les sols initialement les moins alcalins. Comme en ce qui concerne les horizons superficiels, cette forte corrélation pourrait être liée aux différents équilibres avec la matrice solide conformément au modèle géochimique d'alcalinisation des sols proposé.

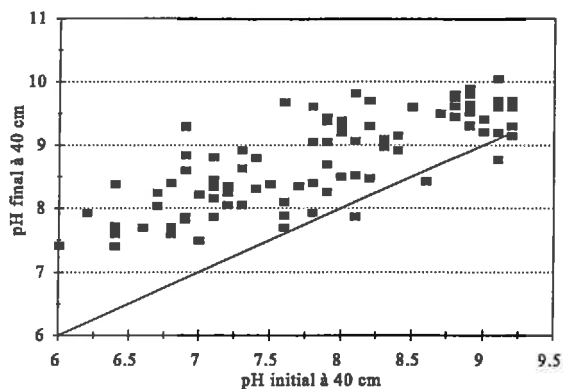


Figure 134: Comparaison des pH initial et final à 40 cm de profondeur

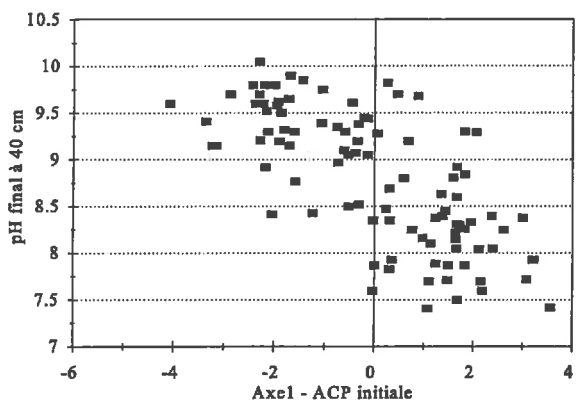


Figure 135: Comparaison du pH final à 40 cm de profondeur avec le premier axe de l'ACP initiale

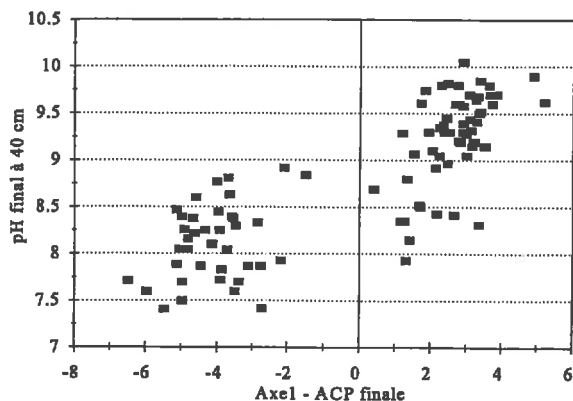


Figure 136: Comparaison du pH final à 40 cm de profondeur avec le premier axe de l'ACP finale

Exprimé en fonction des deux premiers axes des ACP, le pH mesuré à 40 cm de profondeur apparaît aussi fortement corrélé au type de sol (fig.136) ou aux propriétés initiales des horizons superficiels (fig.135). Les évolutions en cours sous l'influence de l'irrigation sont insuffisantes pour bouleverser en profondeur la nature des sols après seulement deux années de culture. La différence entre les sols bruns subarides et les sols à alcali est beaucoup plus nette qu'à 20 cm de profondeur. Le pH des sols bruns subarides demeure inférieur à 9.0 tandis que le

pH de la majorité des parcelles expérimentales situées sur un sol à alcali prend une valeur supérieure à 9.0. Pour une dizaine d'entre-elles, le pH est équivalent à celui des sols bruns subarides. Cela met en évidence l'existence d'un front de transformation au niveau duquel seuls les horizons superficiels ont évolué favorablement, les horizons profonds restant alcalins et sodiques.

Ces résultats confirment une évolution lente des propriétés chimiques des sols sous l'influence du pouvoir tampon exercé par le sol par l'intermédiaire de la précipitation-dissolution de minéraux et des phénomènes d'échange cationique. L'augmentation de l'alcalinité et du pH *labo* ne peut résulter que d'une augmentation de la pCO_2 qui masque une éventuelle concentration de la solution du sol.

8.3.3. Evolution du pH des horizons profonds

Le pH des horizons profonds n'a pas été mesuré au début de l'expérimentation. Aussi, les valeurs du pH final mesurées à 70 cm, 100 cm et 150 cm de profondeur n'ont été comparées qu'aux premiers axes des ACP initiale et finale.

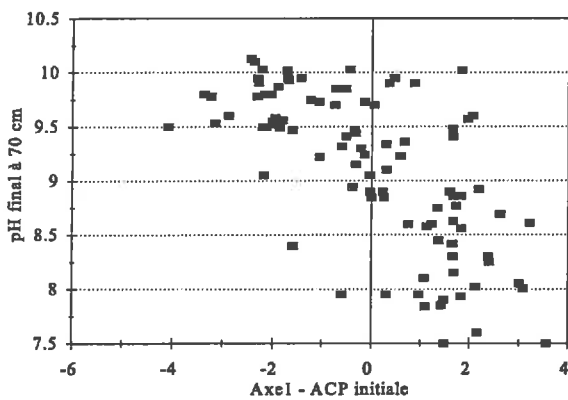


Figure 137: Relation entre le pH final à 70 cm et le premier axe de l'ACP initiale

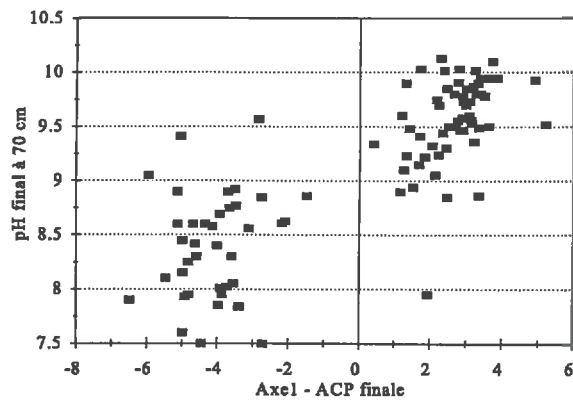


Figure 138: Relation entre le pH final à 70 cm et le premier axe de l'ACP finale

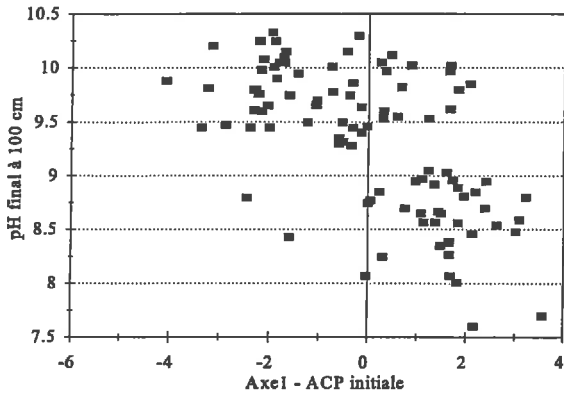


Figure 139: Relation entre le pH final à 100 cm et le premier axe de l'ACP initiale

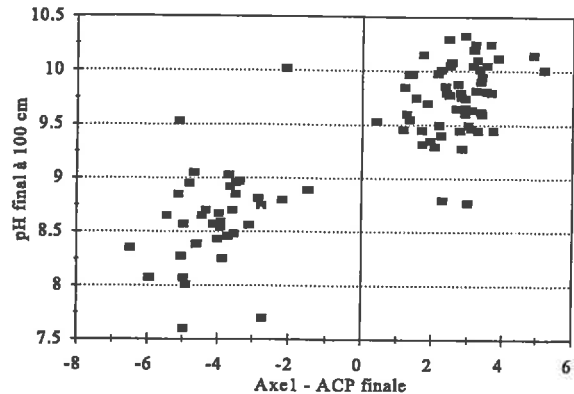


Figure 140: Relation entre le pH final à 100 cm et le premier axe de l'ACP finale

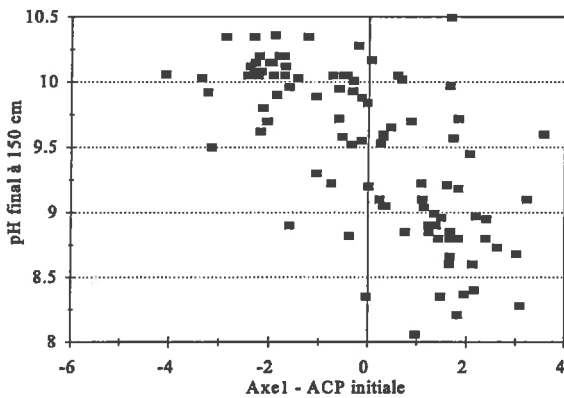


Figure 141: Relation entre le pH final à 150 cm et le premier axe de l'ACP initiale

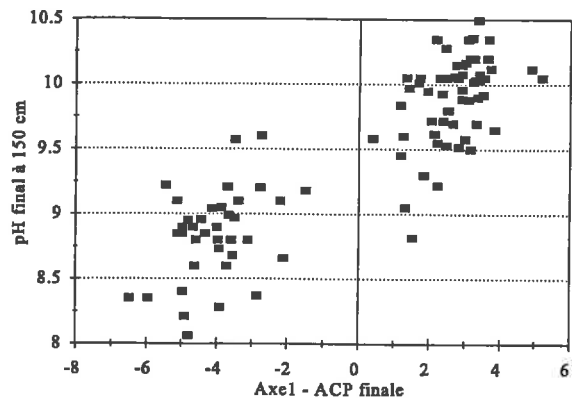


Figure 142: Relation entre le pH final à 150 cm et le premier axe de l'ACP finale

Comme attendu, le pH est plus élevé pour les sols initialement les plus alcalins, mettant en évidence une relation forte entre les horizons superficiels et les horizons profonds dont le pH n'avait pas été mesuré au début de l'expérimentation. Mais le fait le plus remarquable est lié à un plafonnement apparent des valeurs de pH qui, pour les sols les plus alcalins, apparaissent indépendantes du pH des horizons superficiels. Ce comportement est cohérent avec le modèle géochimique d'alcalinisation des sols qui prévoit l'existence d'un palier dans l'augmentation de l'alcalinité (et du pH) dès lors que la solution du sol atteint la saturation avec une argile sodique proche de la paragonite. Ce phénomène, déjà apparent à 40 cm de profondeur, devient particulièrement net à partir de 100 cm de profondeur.

La valeur du pH correspondant à ce palier n'est pas constante. Elle augmente

régulièrement avec la profondeur. Cette augmentation progressive de l'alcalinité ne peut être liée qu'à une augmentation de la pCO_2 .

8.3.4. Synthèse

Les profils moyens de pH ont été représentés pour les deux types de sols identifiés : sols bruns subarides (SBS) et sols à alcali (SA).

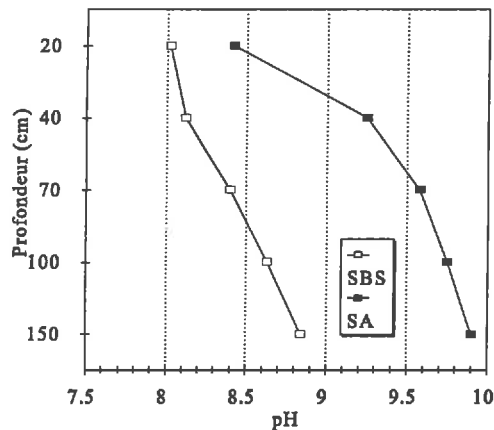


Figure 143: Profil de pH moyen des sols bruns subarides (SBS) et des sols à alcali (SA) après deux années de culture sous irrigation

□ Les écarts de pH sont faibles dans l'horizon superficiel et les deux types de sol semblent tendre vers une même valeur sous l'influence de l'irrigation et du lessivage. Mais à partir de 40 cm de profondeur, les sols bruns subarides et les sols à alcali se caractérisent par des valeurs de pH sensiblement différentes. Au sein des sols à alcali, deux comportements semblent devoir être distingués:

- Un premier groupe concerne les sols dont les horizons superficiels ont été lessivés dans les conditions naturelles. Après deux années d'irrigation, le pH superficiel de ces formations est comparable à celui des sols bruns subarides.
- Le second groupe concerne les sols dont les horizons superficiels étaient initialement alcalins et sodiques. Leur pH reste sensiblement plus élevé après deux années d'irrigation. Ce phénomène doit être essentiellement attribué au pouvoir tampon des sols susceptibles de s'opposer à l'évolution de leurs propriétés chimiques.

□ A partir de 40 cm de profondeur, l'alcalinité des sols à alcali ne semble pas pouvoir dépasser une valeur liée à la précipitation d'une argile sodique qui tamponne l'augmentation de l'alcalinité. Cette valeur augmente avec la profondeur mettant en évidence une augmentation de la pCO_2 . Elle pourrait aussi expliquer l'augmentation de l'alcalinité en profondeur pour les sols bruns subarides et masquer la faible concentration de la solution du sol attendue après seulement

deux années d'irrigation. **Ces observations sont conformes au modèle géochimique proposé d'alcalinisation des sols.**

□ A l'exception des horizons superficiels, la mise en valeur de ces sols sous irrigation ne semble pas avoir modifié fondamentalement la nature des sols après seulement deux années de culture sous irrigation. **Ces observations sont conformes aux résultats de la simulation.**

□ Les valeurs de pH mesurées sont sensiblement supérieures aux valeurs attendues en fonction d'une alcalinité maximum observée proche de 10^{-2} meq/litre. Cela indique que la pCO_2 dans l'extrait au 1:2.5, préparé pour la mesure du pH, est inférieure à la pCO_2 atmosphérique. La dissolution des minéraux lors de la préparation de l'extrait conduit à une production d'alcalinité et une consommation de CO_2 dans la solution du sol. La mesure du pH conduit à une surestimation de l'alcalinité.

8.4. Etude du pH *in situ*

Le pH du sol a été mesuré *in situ* à 20 et 40 cm de profondeur au cours de la dernière saison de culture en 5 points de chacune des 96 parcelles élémentaires ; seule la valeur médiane a été retenue dans l'interprétation. La mesure a été réalisée le lendemain d'une forte irrigation en plaçant l'électrode au coeur d'un échantillon de sol prélevé à la tarière. Ces résultats ont été comparés entre eux et à la mesure du pH réalisé au laboratoire sur des extraits (1:2.5) préparés à partir d'échantillons de sol prélevés à l'issue de cette même campagne de culture.

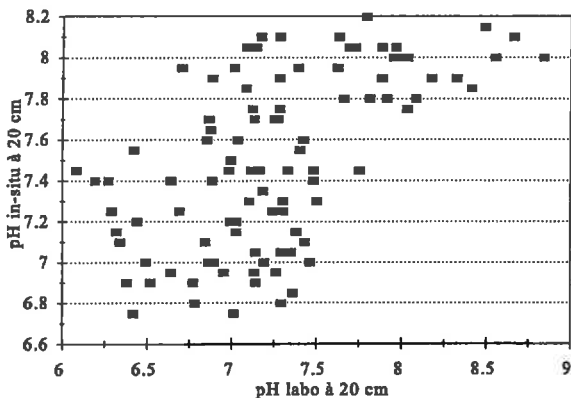


Figure 144: Comparaison du pH *in-situ* et du pH labo à 20 cm de profondeur

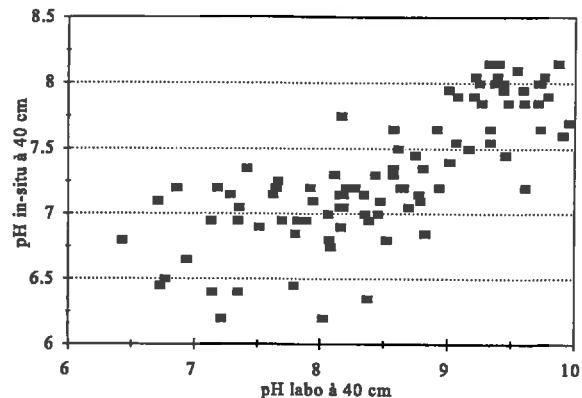


Figure 145: Comparaison du pH *in-situ* et du pH labo à 40 cm de profondeur

On constate tout d'abord que le pH *in situ* varie dans une gamme beaucoup plus faible que le pH mesuré au laboratoire. Il varie :

- De 6.75 à 8.20 à 20 cm de profondeur au lieu de 6.08 à 8.84 pour le pH mesuré au

laboratoire;

- De 6.20 à 8.15 à 40 cm de profondeur au lieu de 6.43 à 9.96 pour le pH mesuré au laboratoire.

La comparaison des deux types de mesure du pH, que ce soit à 20 ou 40 cm, montre que le pH *in situ* tend à augmenter conjointement avec le pH "labo". Mais, le pH *in situ* semble évoluer par palier avec l'augmentation du pH "labo". Un premier palier se situe vers pH 7.0 et le second vers pH 8.0. Ces résultats doivent être rapprochés du décuplement de l'alcalinité observé entre les sols bruns subarides et les sols à alcali dans les conditions naturelles.

A 20 cm de profondeur, les valeurs moyennes du pH *in situ* apparaissent plus élevées que celles du pH labo :

- Valeur moyenne de 7.58 au lieu de 7.25 pour l'ensemble des parcelles;
- Valeur moyenne de 7.44 au lieu de 7.14 pour les sols bruns subarides;
- Valeur moyenne de 7.68 au lieu de 7.32 pour les sols à alcali.

Cela signifierait que la diminution de la pCO_2 liée aux modalités de mesure du pH au laboratoire ne compensent pas la dilution (1:2.5) de la solution du sol.

A 40 cm de profondeur, l'ordre est inversé et le pH *in situ* obtient des valeurs moins élevées :

- Valeur moyenne de 7.31 au lieu de 8.49 pour l'ensemble des parcelles;
- Valeur moyenne de 6.98 au lieu de 7.75 pour les sols bruns subarides;
- Valeur moyenne de 7.54 au lieu de 8.98 pour les sols à alcali.

Cela signifierait une moindre dilution de la solution du sol qui reste en équilibre avec la matrice solide. L'augmentation du pH "labo" est alors symptomatique d'une diminution de la pCO_2 par rapport à la solution du sol *in situ*.

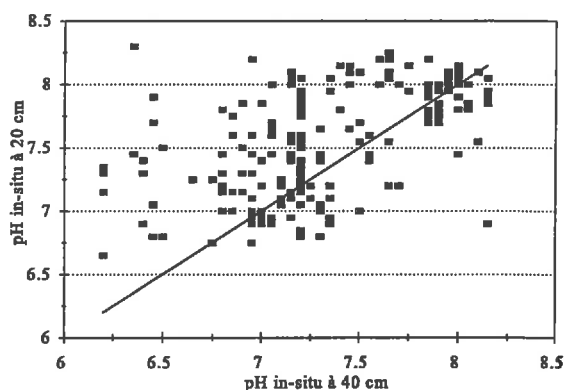


Figure 146 Relation entre les pH *in-situ* mesurés à 20 et 40 cm de profondeur

Enfin la comparaison des mesures du pH *in situ* à 20 et 40 cm de profondeur (fig.146) montre que le pH *in situ* tend à augmenter à mesure que l'on s'approche de la surface. Cet écart apparaît d'autant plus important que le sol est moins alcalin. Cette observation est en contradiction avec les mesures de pH réalisées au laboratoire qui montrent une augmentation de l'alcalinité et du pH avec la profondeur. Seule une augmentation de la pCO₂ avec la profondeur permet d'interpréter ces apparentes incohérences. En effet, lorsque la pCO₂ augmente pour un même niveau de concentration, le pH *in situ* diminue tandis que l'alcalinité et le pH mesuré au laboratoire augmentent.

Il découle de ces observations que le pH *in situ* de l'horizon superficiel est le plus élevé bien que l'alcalinité de la solution du sol prenne des valeurs plus faibles. Cela pourrait expliquer la forte sensibilité des cultures à l'alcalinisation des sols.

Ces résultats expérimentaux montrent:

- **Un pallier vers pH 8.0 que le pH de la solution du sol *in situ* ne semble pas devoir dépasser. Elle correspond au contrôle exercé sur la composition de la solution du sol par la précipitation d'une argile sodique;**
- **Une augmentation du pH *in situ* vers la surface tandis que l'alcalinité et le pH "labo" diminuent. Elle correspond à un gradient de la pCO₂ qui diminue de la profondeur vers la surface.**

Ces résultats sont en cohérence avec le modèle géochimique d'alcalinisation des sols proposé.

8.5. Evolution des bases échangeables

L'évolution des bases échangeables a été étudiée à une profondeur de 40 cm pendant les deux années de culture sur 34 parcelles non gypsées du dispositif expérimental (annexe 1). Parmi ces 34 parcelles, 10 ont été classées dans les sols bruns subarides (SBS) et 24 dans les sols à alcali (SA) en fonction de leurs coordonnées sur le premier axe de l'ACP réalisé à partir des données de la caractérisation finale des parcelles du dispositif qui est apparu comme un bon indicateur du type de sol et de son état de dégradation.

Dans un premier temps, la composition finale du complexe d'échange a été ordonnée en fonction du pH mesuré conjointement sur les échantillons de sol et ajustée à un polynôme de degré 3. Les résultats de la caractérisation initiale ont été présentés dans le chapitre 7.

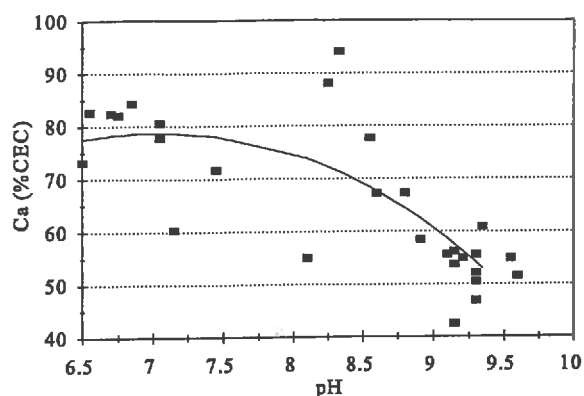


Figure 147: Relation entre la proportion de Ca échangeable (%CEC) et le pH, après deux années d'irrigation

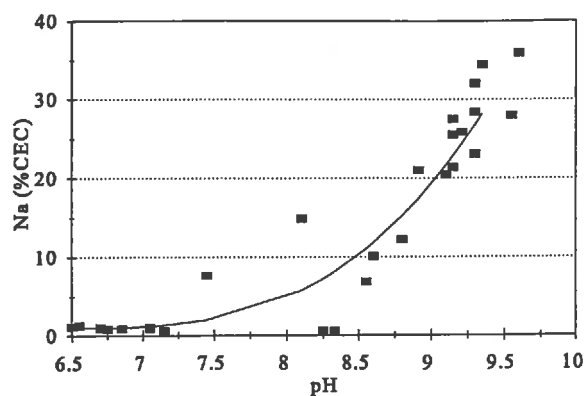


Figure 148: Relation entre la proportion de Na échangeable (%CEC) et le pH, après 2 années d'irrigation

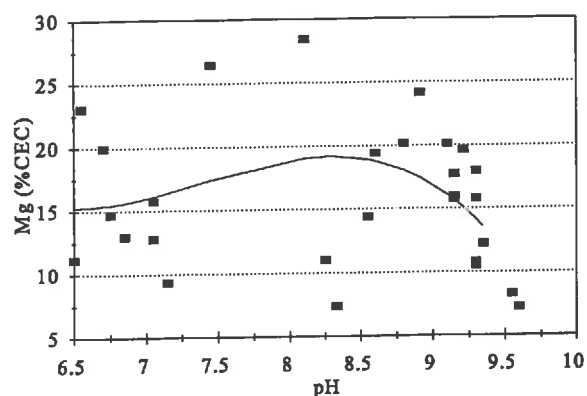


Figure 149: Relation entre la proportion de Mg échangeable (%CEC) et le pH, après deux années d'irrigation

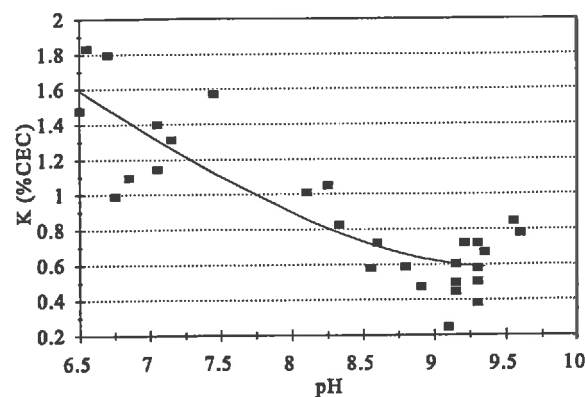


Figure 150: Relation entre la proportion de K échangeable (%CEC) et le pH après deux années d'irrigation

La nature des échanges cationique apparaît équivalente à celle observée dans les conditions naturelles. Lorsque la solution se concentre, l'augmentation de l'alcalinité et du pH s'accompagne d'une adsorption de sodium et d'une désorption de calcium et de potassium. Le magnésium est dans un premier temps adsorbé puis désorbé au cours du processus de concentration.

Si les mécanismes apparaissent de même nature, la composition du complexe d'échange a évolué pendant les deux années de culture. Ces évolutions de la composition médiane du complexe d'échange en calcium (fig.151), sodium (fig. 152), magnésium (fig. 153) et potassium

(fig. 154) ont été détaillées que ce soit sur les sols bruns subarides (SBS) ou les sols à alcali (SA).

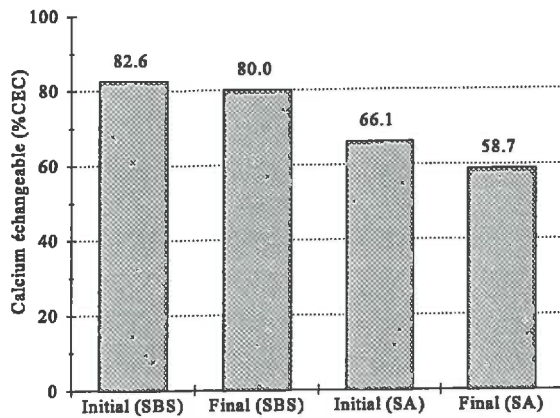


Figure 151: Evolution de la proportion médiane de calcium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture

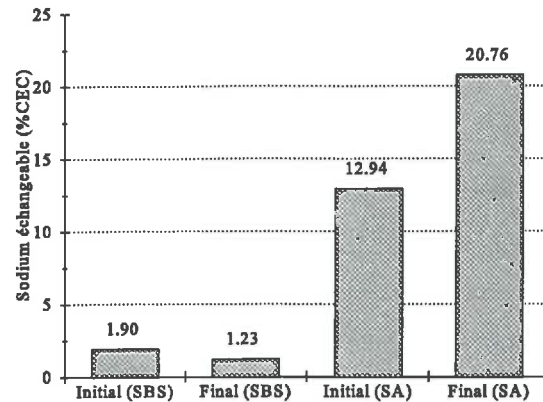


Figure 152: Evolution de la proportion médiane de sodium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture

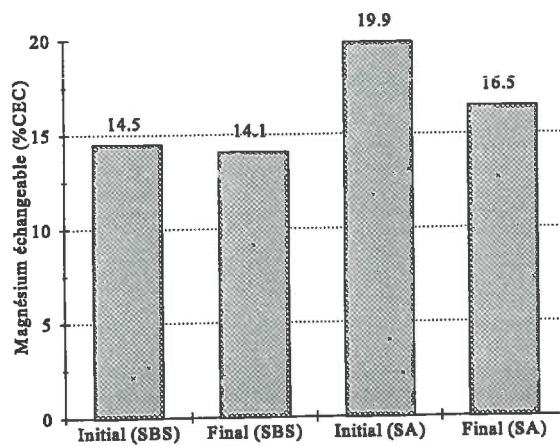


Figure 153: Evolution de la proportion médiane de magnésium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture

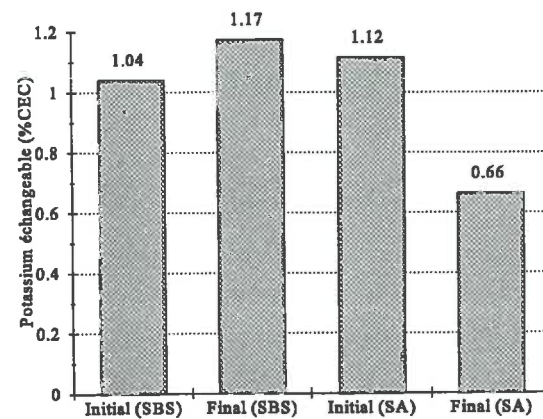


Figure 154: Evolution de la proportion médiane de potassium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture

Sur les sols bruns subarides, les évolutions sont très faibles et aucune ne s'est avérée statistiquement significative (test de Student au seuil de 0.05). Ce résultat est cohérent, à la fois:

- Avec les résultats de la simulation qui montrent une évolution lente de la composition du complexe d'échange à cette profondeur; et:
- Avec les résultats attendus d'une modification de la pCO_2 dans la solution du sol, vis à vis de laquelle le modèle proposé s'est avéré très peu sensible pour les solutions les moins concentrées.

A l'inverse, les évolutions sont beaucoup plus sensibles sur les sols à alcali et toutes se sont avérées hautement significatives (test de Student au seuil de 0.001). Elles se caractérisent par:

- Une désorption de calcium, qui passe de 66.1% à 58.7% (fig.151);
- Une adsorption de sodium qui passe de 12.9% à 20.8% (fig.152);
- Une désorption de magnésium qui passe de 19.9% à 16.5% (fig.153); et:
- Une désorption de potassium qui passe de 1.12% à 0.66% (fig.154).

L'ampleur de ces évolutions, notamment concernant l'adsorption de sodium, est sans commune mesure avec la vitesse d'évolution attendue d'une concentration de la solution du sol sous irrigation. Ainsi, l'incidence d'une modification de la $p\text{CO}_2$ apparaît une nouvelle fois comme susceptible d'expliquer l'origine de ces modifications rapides des propriétés des sols.

En effet, il est attendu d'une augmentation de la $p\text{CO}_2$, une désorption de calcium et une adsorption de sodium pour les sols à alcali dont l'ampleur ne peut s'expliquer que de cette manière.

En revanche, les désorptions du magnésium et du potassium ne sont pas conformes aux résultats attendus du modèle dont elles mettent en évidence certaines limites pour rendre compte des mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols.

8.6. Discussion

Alors que la simulation de l'évolution attendue à long terme des sols sous irrigation a mis en évidence une dynamique très lente du processus d'alcalinisation, les résultats analytiques obtenus au cours de deux années d'expérimentation montrent une évolution beaucoup plus rapide des propriétés chimiques des sols, notamment des sols à alcali. Ces évolutions ont été attribuées à une augmentation de la $p\text{CO}_2$ qui est apparue susceptible de rendre compte de la plupart des modifications observées.

En effet, la composition du complexe adsorbant et de la solution du sol, l'alcalinité et le pH sont en équilibre avec les minéraux qui contrôlent leur évolution et avec la $p\text{CO}_2$ qui doit être considérée comme un composant à part entière de la solution du sol. La $p\text{CO}_2$ est la résultante de phénomènes biologiques, chimiques, physiques et hydrologiques complexes susceptibles d'influencer la production et la diffusion du CO_2 dans les sols. Ces phénomènes sont liés à:

- La production de CO_2 liée à différents phénomènes biologiques: respiration racinaire ou des micro-organismes, minéralisation de la matière organique,...;
- La résistance à la diffusion de ces gaz vers l'atmosphère, d'autant plus importante que la perméabilité des sols est faible et qu'ils sont proches de la saturation. Il en résulte une augmentation attendue de la $p\text{CO}_2$ en profondeur alors que les niveaux superficiels sont proches

d'un équilibre avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique (ou avec les eaux de pluie ou d'irrigation).

Ces deux phénomènes de production et de diffusion permettent d'expliquer une augmentation de la $p\text{CO}_2$ lié à la mise en valeur de ces sols sous irrigation et l'existence d'un gradient caractérisé par un enrichissement en CO_2 avec la profondeur.

Lorsque la $p\text{CO}_2$ augmente, cela se traduit par:

- La dissolution des minéraux qui contrôlent la solution du sol et une augmentation de la molarité des cations en solution;
- Une augmentation de l'alcalinité et du pH mesuré au laboratoire tandis que le pH in situ diminue; et:
- Une modification de la composition du complexe d'échange caractérisée par une augmentation de la proportion de sodium et une diminution de la proportion de calcium.

Les résultats analytiques obtenus sont conformes à ces évolutions qui ont été préalablement simulées à partir du modèle géochimique d'alcalinisation proposé. Les augmentations sensibles de la molarité en sodium, de l'alcalinité et de la proportion de sodium échangeable plaident pour l'existence d'un contrôle effectif du sodium par une argile sodique.

Néanmoins, si les tendances observées sont cohérentes, il subsiste des écarts sensibles avec les résultats attendus du modèle proposé dont la pertinence doit donc être relativisée. C'est notamment le cas de l'évolution des proportions de magnésium et potassium échangeables qui sont apparus en contradiction avec les résultats attendus. Différentes hypothèses peuvent être avancées pour expliquer les limites du modèle mis en oeuvre:

- Les minéraux ont été retenus par analogie et pourraient ne rendre compte qu'imparfaitement des équilibres avec la solution du sol. De plus, les minéraux argileux sont généralement présents sous forme de mélanges dont les propriétés diffèrent de celles des différents constituants;
- Les isothermes concernant les échanges calcium-magnésium et sodium-potassium sont soumis à une assez forte imprécision;
- Cette démonstration repose sur une hypothèse d'équilibre permanent entre la solution du sol et la matrice solide que différents phénomènes de "non-équilibre physique", lié à la cinétique de diffusion des solutés entre les agrégats et les zones d'écoulement préférentiel, et de "non-équilibre chimique", lié à la cinétique de précipitation-dissolution des minéraux, pourraient remettre partiellement en cause.

Enfin, il découle de ces observations que les phénomènes biologiques, au même titre que les phénomènes physiques, géochimiques ou hydrologiques, sont susceptibles d'influencer l'évolution par alcalinisation des sols sous irrigation. Cet aspect sera repris dans la troisième partie, en ce qui concerne la prévention de la dégradation et la réhabilitation des sols à alcali.

TROISIEME PARTIE:

Moyens techniques de prévention et de réhabilitation des sols

Dans la seconde partie de ce travail, les mécanismes d'alcalinisation des sols ont été étudiés. Ils mettent en jeu un certain nombre de déterminants de nature hydrologiques, chimiques, physiques et biologiques dont l'influence a été mise en évidence sur les sols du périmètre de Lossa et partiellement modélisée.

Dans cette troisième partie, les moyens techniques permettant de prévenir la dégradation des sols bruns subarides ou de réhabiliter les sols à alcali ont été testés et interprétés sur la base des connaissances acquises sur les différents mécanismes mis en jeu. Pour ce faire, l'influence sur l'évolution des propriétés physico-chimique des sols de différentes techniques: physiques (sous-solage), chimiques (gypsage), biologiques (culture fourragère de Bourgou) et hydrologiques (submersion, drainage), a été évaluée.

9. Evolution des sols sous l'influence de mesures techniques améliorantes

9.1. Méthode d'étude

L'évolution des sols sous irrigation a été suivie sur trois casiers : F1, F2 et G1 du périmètre de Lossa qui n'avaient jamais été cultivés sous irrigation depuis l'ouverture du périmètre. L'expérimentation a été conçue pour étudier l'effet de 4 facteurs : le drainage, le sous-solage, le système de culture et le gypsage (annexe 1). Une attention particulière a été portée à la réhabilitation des sols à alcali.

Ces 3 casiers sont caractérisés par une forte variabilité des propriétés physico-chimiques des sols qui ont été mises en évidence dans le §5.2.1. Elle représente à la fois :

- Une contrainte pour l'analyse statistique des résultats expérimentaux ; et
- Une opportunité pour apprécier le fonctionnement des sols sous irrigation à partir d'une forte diversité de situations induites à la fois par la variabilité initiale du milieu et les différentes techniques mises en oeuvre.

Ce second aspect a été valorisé. Seul l'effet simple des différents traitements sur chaque type de sol sera abordé sans qu'il ne soit tenu compte des interactions dont aucune ne s'est avérée significative dans le traitement statistique des résultats. Au sein du dispositif expérimental, 38 parcelles élémentaires ont été classées dans les sols bruns subarides et 58 parcelles dans les sols à alcali, en fonction de leurs coordonnées sur le premier axe de l'ACP réalisée à partir des données de la caractérisation finale des sols (§5.2.1).

Les mesures techniques testées ont été réalisées de la façon suivante :

- Le drainage a été réalisé sous la forme de fossés de drainage à ciel ouvert de 80 cm de profondeur à 20 mètres d'écartement. Cette technique a été préférée à l'implantation de drains enterrés du fait de sa plus grande simplicité et de l'absence des équipements nécessaires sur le territoire nigérien. Ils ont été creusés mécaniquement à la pelle à godet. Localement, le travail a nécessité des efforts importants et l'utilisation d'un matériel plus puissant en raison de la forte compacité des sols à partir de 30 à 40 cm de profondeur. Ces fossés occupent la moitié avale des parcelles d'expérimentation (annexe 1).
- Un sous-solage croisé à un mètre d'écartement et environ 60 cm de profondeur a été réalisé sur la moitié du dispositif expérimental. En réalité, comme pour les fossés de drainage, la puissance de l'engin utilisé (370 chevaux) s'est avérée insuffisante et le premier passage ne dépassait guère 40 cm de profondeur. Au second passage croisé, les dents ont pu atteindre environ 50 cm de profondeur (Barbiero, 1990).
- Le choix des systèmes de culture a été motivé par 2 critères : la conduite de l'irrigation

qui détermine l'importance du lessivage ; et l'influence d'une culture de graminée fourragère pérenne aquatique : *Echinocloa Stagnina*, aussi nommée Bourgou ou *Amshot grass*, qui pourrait induire une amélioration de la structure, notamment sur les sols à alcali.

Une succession culturale sorgho-blé constitue le témoin. Ces deux cultures ont été irriguées selon les modalités normales mises en oeuvre sur le périmètre de Lossa : irrigation gravitaire, respectivement à la raie et au calant.

Deux cycles consécutifs de riz repiqué et irrigué en bassin de submersion ont permis d'apprécier l'effet de la submersion pendant une période totale de 8 mois. La croissance de ces cultures s'est avérée particulièrement médiocre. Sur les sols bruns subarides, la lame d'eau a rapidement disparu après les irrigations, favorisant le développement des adventices; le tallage et le développement végétatif de la culture sont restés faibles et le rendement moyen en paddy ne dépasse pas 500kg/ha. Sur les sols à alcali, la lame d'eau s'infiltré beaucoup plus lentement; néanmoins, les plants sont restés chétifs et le rendement est parfois nul sur certaines parcelles. L'influence de la culture de riz ne peut être que marginale et le traitement peut être assimilé à un simple lessivage par submersion.

Une culture de Bourgou a été mise en place et irriguée pendant une période de 8 mois, permettant d'apprécier l'incidence sur la restauration des sols de son puissant système racinaire fasciculé par rapport à une simple submersion. Une autre culture de Bourgou a été poursuivie pendant une période de 16 mois sous submersion.

□ Le gypse a été apporté en surface après broyage à une dose de 10 tonnes par hectare. Il a été incorporé au sol lors du labour.

L'influence des différents traitements a été évaluée:

- Sur le second axe de l'ACP final (§5.2.1);
- Sur le pH final du sol mesuré au laboratoire sur échantillon prélevé de 20 à 150 cm de profondeur. Il s'agit d'une évaluation de l'alcalinité qu'il faut distinguer du pH *in situ*;
- Sur la perméabilité des sols mesurée en surface par la méthode du double-anneau, et de 40 à 150 cm de profondeur par la méthode du perméamètre de Guelph;
- Sur la lame d'eau infiltrée pendant la première heure (I60) dont nous avons vu qu'elle pouvait être rapprochée de la lame d'eau infiltrée pendant les irrigations;
- Sur le rendement en grain d'une culture de maïs pendant la quatrième saison de culture de l'expérimentation. Ce sujet a fait l'objet d'une étude complémentaire de l'impact de la dégradation des propriétés physico-chimiques sur la productivité des sols sous irrigation dont les résultats sont présentés en annexe 5. La croissance des cultures et le rendement sont apparus étroitement liés au pH. A partir d'une valeur du pH *in situ* de l'ordre de 7.5 dans les horizons superficiels, la croissance de la culture apparaît fortement perturbée. Cela se traduit par des

déficiences dans l'alimentation minérale en phosphore, en zinc, mais aussi en azote et dans une moindre mesure en potassium.

Les méthodes de mesure sont présentées en annexe 2.

9.2. Influence des traitements sur la caractérisation finale des sols

Lors de l'analyse des données issues de la caractérisation finale des parcelles élémentaires du dispositif expérimentale (§5.2.1), le second axe de l'ACP finale était apparu fortement corrélé aux propriétés physiques des horizons superficiels. Cette variable était apparue indépendante du degré d'alcalinisation initiale, du type de sol (SA ou SBS) ou de la texture des horizons superficiels. Afin de comprendre l'origine de cette variabilité, les variations des valeurs du second axe de l'ACP final ont été analysées en fonction des différents traitements du dispositif expérimental, respectivement sur les sols à alcali et les sols bruns subarides. Les résultats ont été représentés en fonction des écarts à la moyenne exprimés en pourcentage de l'écart type (variable réduite centrée).

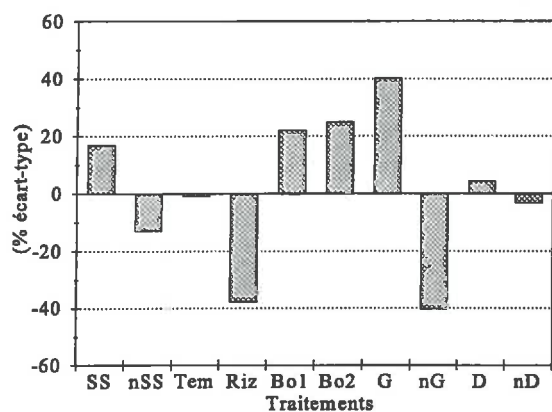


Figure 155: Variation du second axe de l'ACP finale en fonction des différents traitements sur les sols à alcali

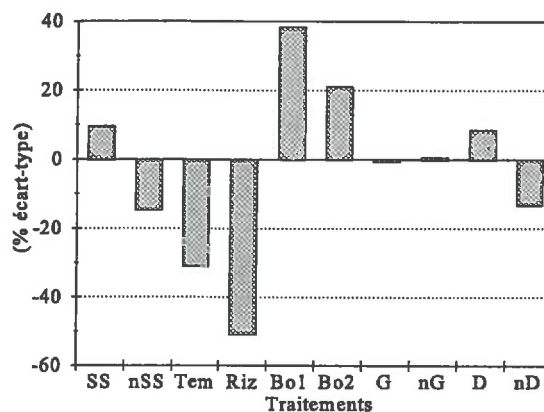


Figure 156: Variation du second axe de l'ACP finale en fonction des différents traitements sur les sols bruns subarides

Les valeurs obtenues par l'axe 2 de l'ACP finale concordent avec les résultats attendus des mesures correctives, que ce soit sur les sols à alcali (fig.155) ou les sols bruns subarides (fig.156). Il ressort de l'analyse de cette variable :

- Une forte influence du gypage et, dans une moindre mesure, d'un "précédent cultural Bourgou" et du sous-solage sur les propriétés physiques des horizons superficiels des sols à alcali. On note par ailleurs un effet dépressif de la submersion ("précédent cultural Riz") et une très faible efficacité du drainage.
- Une forte influence du "précédent cultural Bourgou" et, dans une moindre mesure, du

sous-solage et du drainage sur les propriétés physiques des horizons superficiels des sols bruns subarides. On peut aussi noter un effet dépressif des précédents culturaux "Témoin" et surtout "Riz" et la non-efficacité du gypse sur un tel type de sol.

Cette source de variabilité est essentiellement due à l'influence des différentes mesures correctives testées sur les propriétés physiques des horizons superficiels sans que les horizons sous-jacents en aient été sensiblement affectés. Leurs propriétés restent étroitement liées aux caractéristiques initiales et au type de sol.

9.3. Influence du sous-solage

9.3.1. Sur les sols bruns subarides

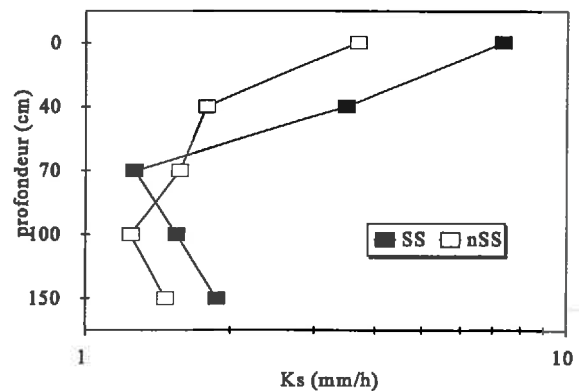
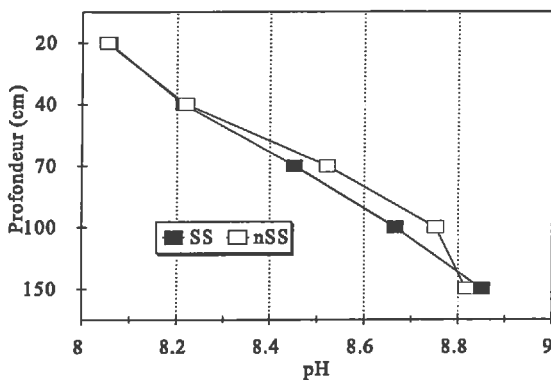


Figure 157: Influence du sous-solage sur le pH des sols bruns subarides

Figure 158: Influence du sous-solage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides

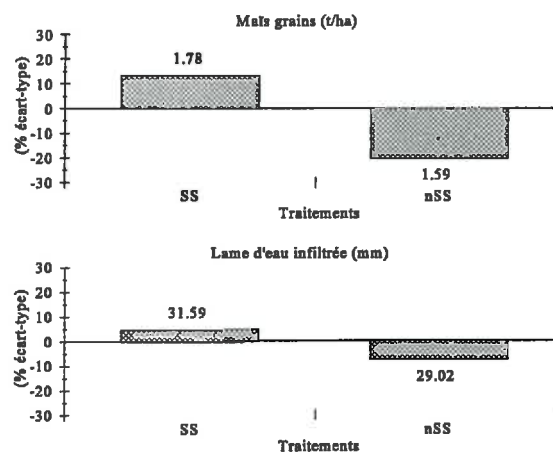


Figure 159: Influence du sous-solage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides

Sur les sols bruns subarides, on observe :

- Un doublement de la conductivité hydraulique jusqu'à 40 cm de profondeur (fig.158);
- Un léger accroissement de la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (fig.159);
- Une légère diminution de l'alcalinité à 70 et 100 cm de profondeur (fig.157); et:
- Une augmentation du rendement (fig.159).

9.3.2. Sur les sols à alcali

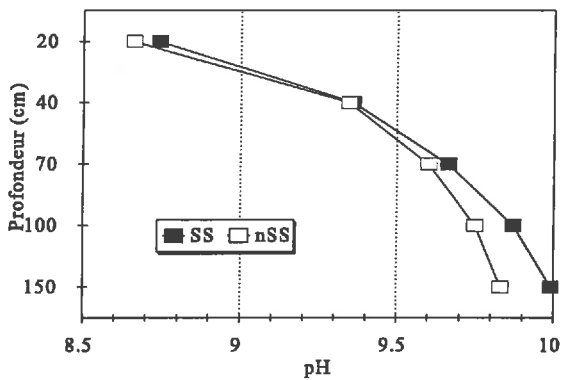


Figure 160: Influence du sous-solage sur le pH des sols à alcali

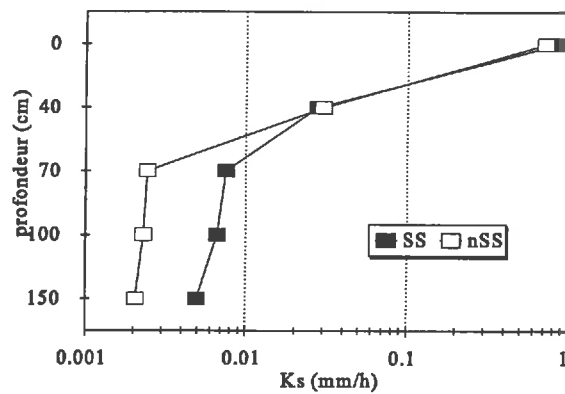


Figure 161: Influence du sous-solage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali

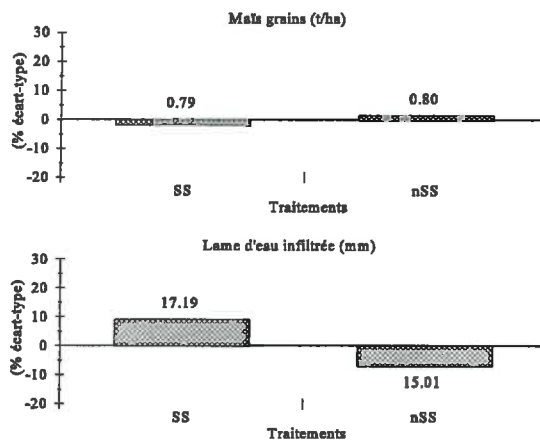


Figure 162: Influence du sous-solage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali

Sur les sols à alcali, on observe :

- Un triplement de la conductivité hydraulique à saturation à partir de 70 cm de profondeur alors qu'elle n'est pas modifiée dans les horizons superficiels (fig.161);
- Une légère augmentation de l'alcalinité en profondeur (fig.160);
- Un accroissement de la lame d'eau infiltrée (fig.162);
- Pas d'influence sur le rendement (fig.162).

9.3.3. Synthèse et commentaires

□ La perméabilité des sols à alcali se limite à l'existence d'écoulements préférentiels le long de fractures, alors que les macro agrégats peuvent être considérés comme quasi-imperméables. Il semble que le sous-solage de ces sols soit parvenu à fracturer ces agrégats compacts, créant ainsi de nouvelles zones d'écoulement préférentiel dont le nombre demeure limité. Néanmoins, l'existence de telles fractures pourrait jouer un rôle important dans la réhabilitation des sols à alcali, non seulement par une augmentation globale de la perméabilité permettant d'assurer une lixiviation plus efficace des sels sous irrigation, mais aussi en réduisant la taille de ces agrégats permettant d'assurer une diffusion plus rapide des sels vers les zones de circulation. Ces résultats contredisent de précédentes observations qui concluaient à l'inefficacité du sous-solage sur de tels sols dont la structure est très instable. Ce comportement est probable dans les horizons superficiels soumis à une alternance d'humectation-dessiccation. Il semble par contre que l'influence du sous-solage soit beaucoup plus stable dans les horizons profonds.

□ Sur les sols bruns subarides, la structure est beaucoup plus stable et l'influence du sous-solage semble se maintenir dans les horizons superficiels. Mais son efficacité reste limitée même s'il a induit une augmentation non négligeable de la production.

Le sous-solage conduit à une amélioration de la perméabilité des horizons profonds des sols à alcali. Elle a complètement disparu dans les horizons superficiels après deux années de culture.

9.4. Influence du précédent cultural

9.4.1. Sur les sols bruns subarides

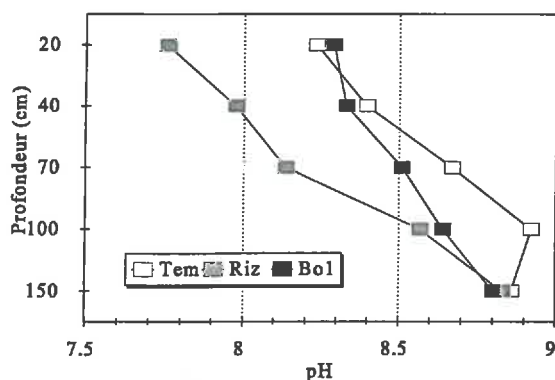


Figure 163: Influence du précédent cultural sur le pH des sols bruns subarides

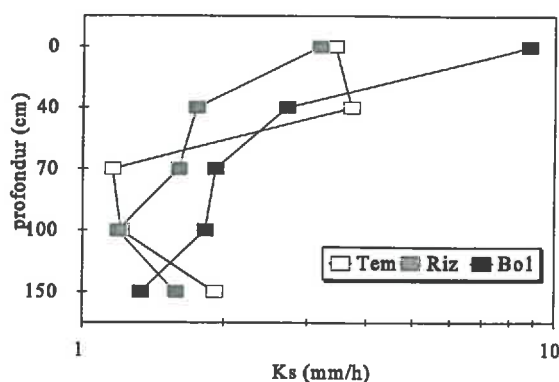


Figure 164: Influence du précédent cultural sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides

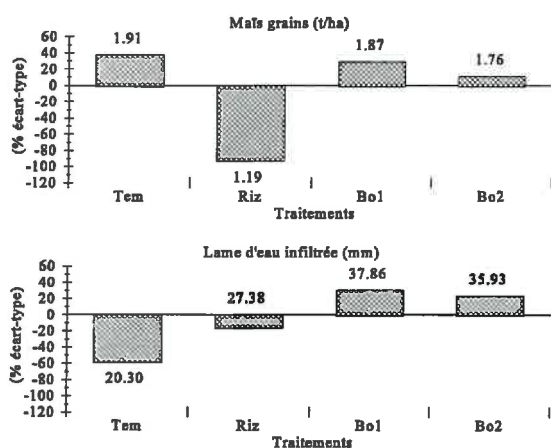


Figure 165: Influence du précédent cultural sur le rendement et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides

L'influence du précédent cultural apparaît susceptible d'induire des variations importantes des propriétés physico-chimiques des sols bruns subarides :

- Le précédent cultural "Bourgo" conduit à une nette amélioration de la perméabilité des horizons superficiels. On observe une augmentation significative de la capacité finale d'infiltration (fig.164) et de la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (fig.165). Cette bonification des propriétés physiques se réduit en profondeur mais demeure

visible jusqu'à 100 cm de profondeur (fig.164). Parallèlement, on observe une diminution de l'alcalinité (fig.163), vraisemblablement due à une lixiviation plus efficace du fait d'une augmentation de la perméabilité et d'une submersion continue pendant une période de 8 mois. Malgré une amélioration des propriétés physico-chimiques, on n'observe aucune augmentation du rendement liée à ce précédent cultural; de plus, le rendement diminue lorsque la culture de Bourgou a été menée pendant une période de 16 mois (fig.165).

□ Le précédent cultural "riz" a induit des conséquences sensiblement différentes. On n'observe pas de modifications sensibles de la perméabilité du sol (fig.164 et 165). Par contre le pH a fortement diminué; cette diminution très importante dans les horizons superficiels se réduit avec la profondeur (fig.163). Malgré cette diminution de l'alcalinité, ce traitement a provoqué un effet dépressif très important sur le rendement d'une culture de maïs dont le rendement n'atteint que 1.19 tonnes de grains par hectare au lieu de 1.91 t/ha pour le système de culture témoin (fig.165).

9.4.2. Sur les sols à alcali

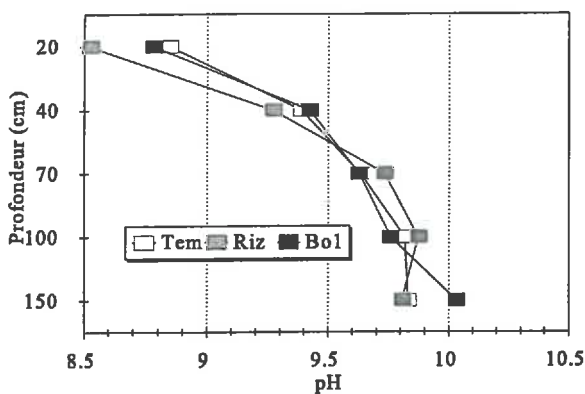


Figure 166: Influence du précédent cultural sur le pH des sols à alcali

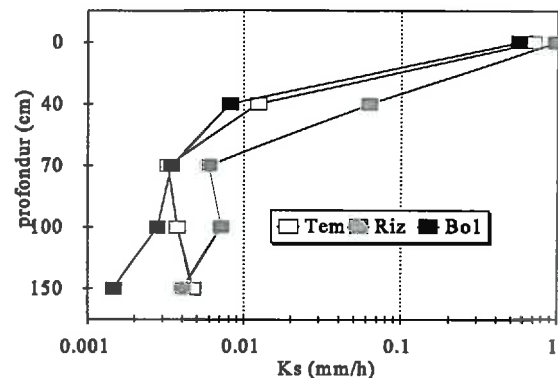


Figure 167: Influence du précédent cultural sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali

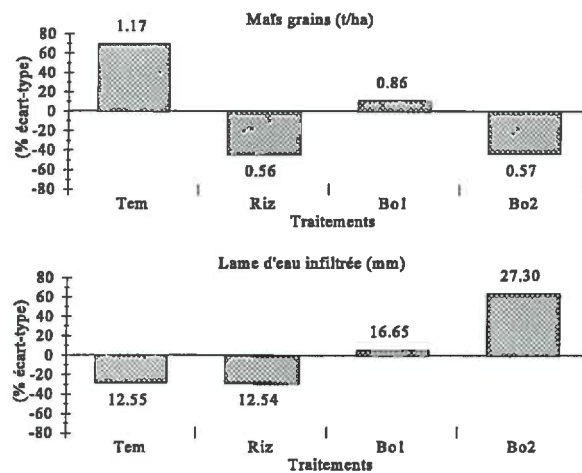


Figure 168: Influence du précédent cultural sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali

Comme pour les sols bruns subarides, le précédent cultural montre une influence importante sur l'évolution des propriétés physico-chimiques des sols à alcali.

□ En surface, le précédent cultural "Bourgou" a provoqué une augmentation de la lame d'eau infiltrée (fig.168). Cette augmentation est sensiblement plus importante lorsque cette culture a été maintenue 16 mois (Bo2) au lieu de 8 mois (Bo1). Cette différence pourrait aussi bien caractériser l'influence de la longueur du cycle qu'une réduction de cet effet pendant la période de 8 mois qui sépare l'enlèvement de ces deux cultures. Par contre, on n'observe aucune influence sur la capacité finale d'infiltration, ni sur la perméabilité des horizons sous-jacents (fig.167). Le précédent cultural "Bourgou" semble n'avoir aucune influence sur l'évolution de l'alcalinité sur l'ensemble du profil (fig.166). Enfin, malgré une augmentation de la perméabilité, le précédent cultural "Bourgou" montre un effet dépressif sur le rendement du maïs (fig.168). Cet effet est d'autant plus marqué que la culture de Bourgou est restée en place pendant une longue période.

□ Le précédent cultural "riz" a conduit à une baisse du pH jusqu'à 40 cm de profondeur (fig.166) et une augmentation de la perméabilité jusqu'à 100 cm de profondeur (fig.167). Il n'y a par contre aucune influence sur la lame d'eau infiltrée (I60) (fig.168). On note un effet dépressif important sur le rendement (fig.168).

9.4.3. Synthèse et commentaires

□ La culture du Bourgou (*Echinochloa Stagnina*) est susceptible de développer un système racinaire fasciculé très dense dont nous attendions une influence sur l'amélioration des propriétés physiques.

Son effet est apparu particulièrement net sur les sols bruns subarides où la culture a pu développer sans contrainte son système racinaire. Un an après l'enlèvement de la culture, on pouvait encore observer dans les horizons superficiels un chevelu racinaire très important. Ses effets sur la perméabilité des sols se font sentir jusqu'à 100 cm de profondeur, mais semble décroître progressivement après l'enlèvement de la culture (fig.169); cet effet n'est pas pérenne. Cette amélioration a favorisé l'infiltration de l'eau et la diminution observée de l'alcalinité par rapport au témoin.

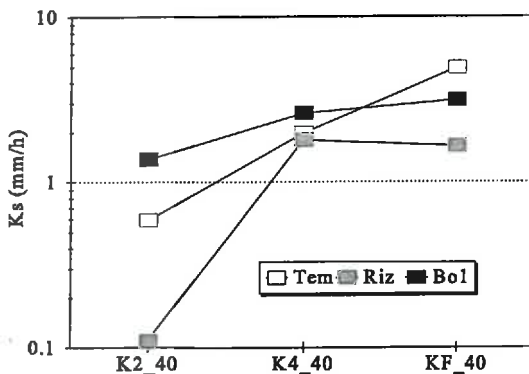


Figure 169: Evolution de la perméabilité des sols bruns subarides à 40 cm de profondeur: Influence du précédent cultural

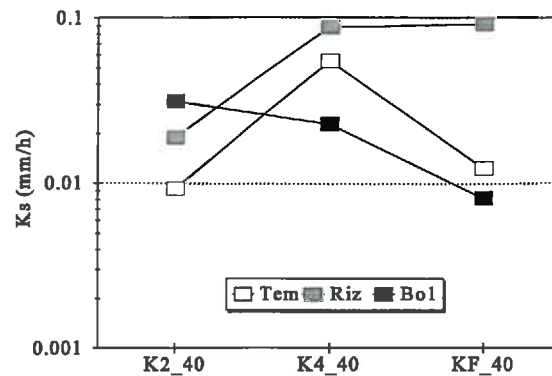


Figure 170: Evolution de la perméabilité sur les sols à alcali à 40 cm: influence du précédent cultural

Sur les sols à alcali, les résultats obtenus sont sensiblement différents. Cette culture a favorisé une structuration de l'horizon superficiel dont les effets ont conduit à une amélioration de l'infiltration de l'eau. Mais, au-delà de cette profondeur, on n'observe plus, au terme de l'expérimentation, aucune amélioration de la perméabilité des sols. Si le système racinaire est parvenu à coloniser le réseau de fracture préexistante et à en améliorer transitoirement la structure et la perméabilité (fig.170), il ne semble pas être parvenu à pénétrer les agrégats les plus compacts et à assurer une amélioration pérenne de la perméabilité de ces sols. L'alcalinité n'a pas évolué sous l'influence du précédent cultural "Bourgou". Ces résultats contredisent les observations réalisées par Barbiero (1994) qui concluait en :

- L'apparition d'un horizon remanié par des vers de terre, centré sur la frange d'altération de la roche mère à partir de 80 cm de profondeur environ;
- Un lessivage général du sol auquel vient se surajouter une consommation d'alcalinité dans l'horizon remanié par la macro-faune.

Aucune des parcelles élémentaires étudiées ne montre un comportement comparable à celui observé par Barbiero sur une parcelle distante d'une centaine de mètres. Il semble plus

vraisemblable qu'un tel profil de sol résulte des caractéristiques initiales du profil étudié sans que la culture de Bourgou n'ait d'influence prépondérante. De tels profils où subsistent à une profondeur intermédiaire des agrégats compacts résiduels, ont été mis en évidence et classés parmi les sols bruns subarides. Ils permettent une colonisation racinaire importante des horizons sous-jacents non compacts alors que les agrégats compacts à une profondeur intermédiaire ne sont pas colonisés.

Malgré une certaine amélioration des propriétés physico-chimiques des sols, on n'observe aucune amélioration du rendement du maïs pendant la quatrième campagne de culture. Sur les sols bruns subarides, le précédent cultural "Bourgou" obtient un rendement équivalent au témoin, quoique légèrement inférieur. Sur les sols à alcali, le précédent Bourgou montre un effet dépressif sur le rendement d'autant plus important que la culture de Bourgou a été maintenue plus longtemps sur la parcelle. La production de biomasse par la culture de Bourgou est très importante notamment sur les sols à alcali où elle dépasse les 30 tonnes de M.S par hectare et par an. Les apports d'engrais n'ayant pas compensé les exportations par les cultures, cet effet dépressif pourrait être attribué à un appauvrissement du sol en certains éléments fertilisants.

□ L'influence du précédent cultural "Riz", correspondant à une simple submersion, ne peut s'expliquer que par une diminution relative (par rapport aux autres traitements) de la pCO_2 . Elle conduit à une diminution de l'alcalinité et du pH mesuré au laboratoire; et vraisemblablement à une augmentation du pH *in situ*. Cette augmentation relative du pH *in situ* permet d'interpréter la forte baisse de rendement observée. Cette moindre production de CO_2 dans le sol serait liée à une moindre production de biomasse par rapport au témoin et surtout au Bourgou, et une diminution de l'activité biologique. Cette différence est susceptible de se maintenir dans la mesure où elle conduit à une augmentation du pH et une baisse de fertilité des sols.

Sur les sols bruns subarides, le précédent "riz" s'accompagne d'une diminution de la perméabilité.

Sur les sols à alcali, on observe conjointement une diminution du pH et une augmentation de la perméabilité. En fonction du modèle géochimique d'alcalinisation des sols, une diminution de la pCO_2 conduit simultanément à une précipitation de minéraux, une diminution de l'alcalinité et à une diminution de la proportion de sodium échangeable sur le complexe d'échange. Ce dernier phénomène pourrait expliquer l'augmentation observée de la perméabilité sur les sols à alcali. A contrario, une augmentation de la pCO_2 liée au précédent Bourgou, permettrait d'expliquer la diminution de la perméabilité par une adsorption de sodium au niveau des zones de circulation.

Le Bourgou conduit à une amélioration de la perméabilité sous l'influence de son

système racinaire et une augmentation de la pCO_2 susceptible d'accroître l'efficacité du lessivage. Après enlèvement de la culture, cet effet favorable s'annule rapidement; on observe même une diminution de la perméabilité qui a été attribuée à une réadsorption de sodium issu, soit des horizons sous-jacents, soit de la dissolution de minéraux (notamment sodiques) liée à une augmentation de la pCO_2 .

9.5. Influence du gypsage

9.5.1. Sur les sols bruns subarides

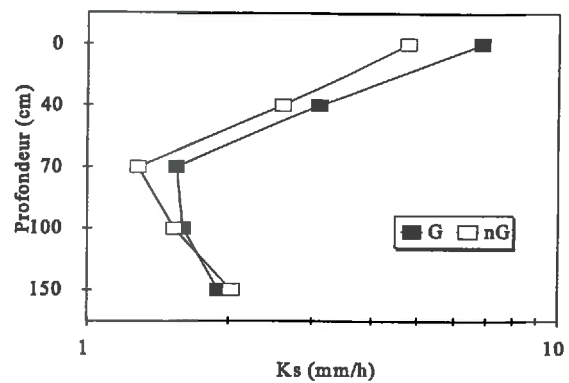
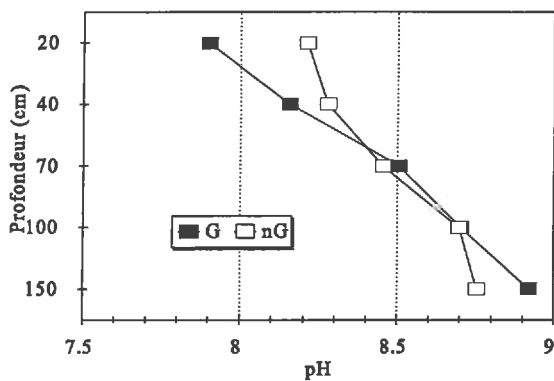


Figure 171: Influence du gypsage sur le pH des sols bruns subarides

Figure 172: Influence du gypsage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides

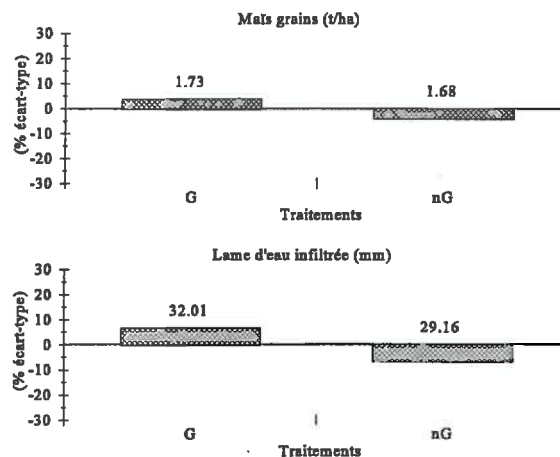


Figure 173: Influence du gypsage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides

Sur les sols bruns subarides, on observe :

- Une augmentation modérée de la perméabilité jusqu'à 70 cm de profondeur (fig.172);
- Une diminution de l'alcalinité jusqu'à 40 cm de profondeur (fig.171).
- Une augmentation de la lame d'eau infiltrée (fig.173);
- Une augmentation modérée du rendement qui passe de 1.68 à 1.73 t/ha (fig.173).

9.5.2. Sur les sols à alcali

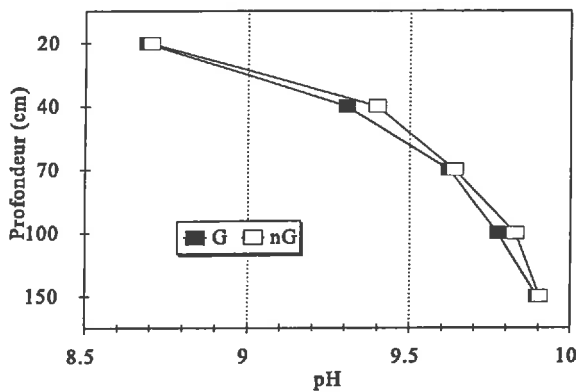


Figure 174: Influence du gypse sur le pH des sols à alcali

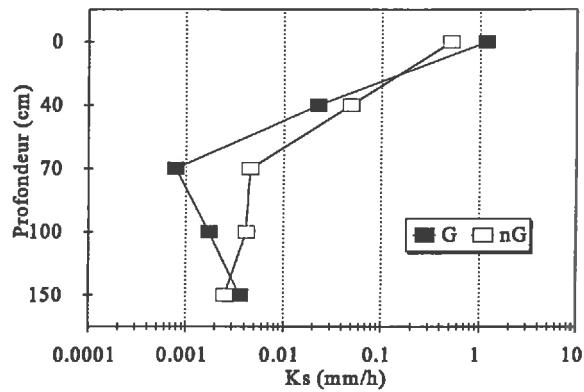


Figure 175: Influence du gypse sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali

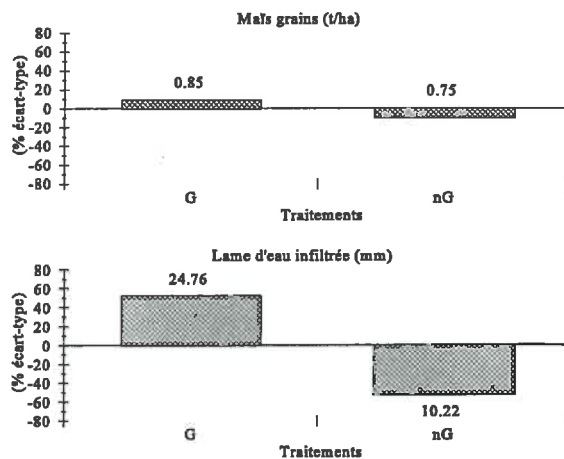


Figure 176: Influence du gypse sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali

Sur les sols à alcali, on observe :

- Une augmentation très importante de la lame d'eau infiltrée qui passe de 10.2 mm à 24.8 mm pendant la première heure d'infiltration (fig.176);

- Un doublement de la capacité finale d'infiltration (fig.175);
- Une diminution de la conductivité hydraulique à saturation de 40 à 100 cm de profondeur. Cette diminution est maximale à 70 cm de profondeur (fig.175);
- Une légère augmentation du rendement qui passe de 0.75 t/ha à 0.85 t/ha sur les parcelles gypsées (fig.176).

9.5.3. Evolution de la solution du sol sous l'influence du gypsage sur les sols à alcali

La composition de la solution du sol a été comparée sur des sols à alcali entre parcelles gypsées et non gypsées sur une partie homogène du dispositif expérimental, non sous-solée et drainée, à l'aval du casier F2 (annexe 2). Elle a été prélevée à 40 cm de profondeur à partir de 6 bougies poreuses par parcelle élémentaire. Les prélèvements ont été réalisés sur les parties gypsées et non gypsées des parcelles de précédent cultural "Bourgou", à l'arrivée du front d'humectation le 16 juillet 1990, puis le 3 août 1990 et le 5 janvier 1991.

□ L'effet du gypsage a tout d'abord été analysé par la comparaison de la composition de la solution du sol à l'arrivée du front d'humectation sur les parcelles de "précédent Bourgou" (fig.177).

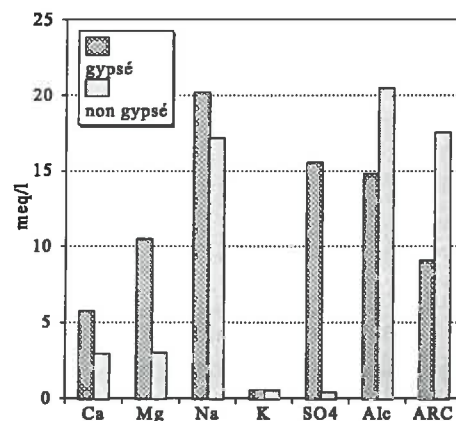


Figure 177: Comparaison de la composition de la solution du sol entre parcelles gypsées et non gypsées sous culture de bourgou à l'arrivée du front d'humectation

Lié au gypsage, on observe une forte augmentation de la molarité en sulfate et une augmentation beaucoup plus faible de la molarité en calcium. Le calcium apporté lors du gypsage a donc réagi avec la matrice solide (fig.177) :

- Dans la mesure où la solution apparaît sursaturée par rapport à la calcite, ce minéral a vraisemblablement précipité. Cette précipitation de calcite a contribué à neutraliser une partie de l'alcalinité qui a diminué.

- L'augmentation de la molarité en calcium a provoqué son adsorption sur le complexe d'échange. Elle s'accompagne de la désorption de sodium et de magnésium dont les molarités augmentent en solution.

L'apport de gypse a conduit à enrichir la solution en calcium dans une proportion égale à celle des sulfates qui se traduit par une augmentation de 15.2 meq/l à 40 cm de profondeur à l'arrivée du front d'humectation. Cet apport en calcium se répartit en :

- Un enrichissement de la solution du sol en calcium : 2.8 meq/l;
- Une précipitation de calcite ayant contribué à neutraliser 4.7 meq/l d'alcalinité;
- Une adsorption de calcium sur le complexe d'échange ayant conduit à une désorption de 7.5 meq/l de magnésium et 3 meq/l de sodium.

Bien que ce bilan reste imprécis (somme de 18 meq/l au lieu de 15.2 meq/l), on peut estimer en première approximation l'efficacité du gypsage à environ 20% en terme de désodisation.

- L'évolution de la composition de la solution du sol après gypsage a été suivie sous submersion et culture de Bourgou pendant environ 6 mois.

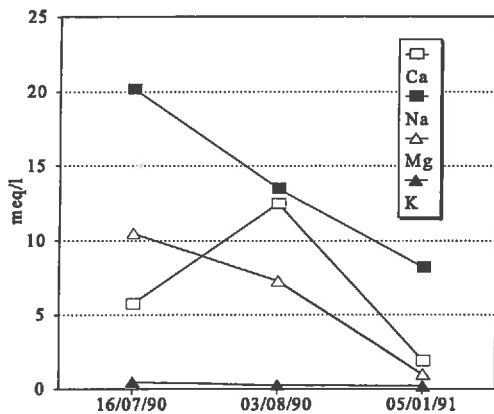


Figure 178: Evolution de la solution du sol après gypsage: les cations

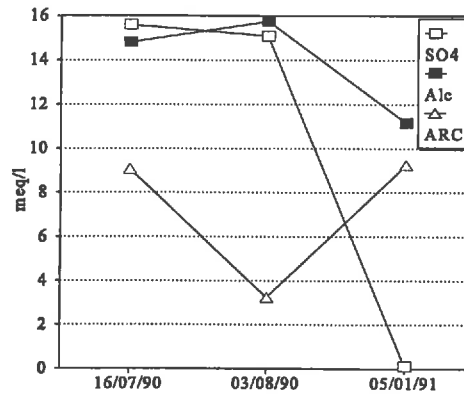


Figure 179: Evolution de la solution du sol après gypsage: les anions

- Après le passage du front d'humectation, on observe dans un premier temps les évolutions suivantes (fig.178 et 179) :

- Une forte diminution de l'ARC issue d'un enrichissement de la solution du sol en calcium alors que l'alcalinité a légèrement augmenté. Cette augmentation de l'alcalinité témoigne d'une concentration de la solution du sol dès lors que la solution apparaît sursaturée par rapport à la calcite dont la précipitation s'est poursuivie.

- Cette augmentation de la molarité en calcium indique que l'adsorption de calcium dans les horizons superficiels s'est sensiblement ralentie. Ce phénomène s'accompagne d'une

diminution des molarités en magnésium et sodium.

□ Entre les mois d'août et janvier, le lessivage avec une eau moins concentrée a conduit à une sensible dilution de la solution du sol qui se traduit par (fig.178 et 179) :

- Une forte diminution de la molarité en sulfate. La dissolution du gypse n'alimente plus la solution du sol. Cela se traduit par un appauvrissement de la solution du sol en calcium et une augmentation de l'ARC;

- Une diminution de l'alcalinité et de la molarité en calcium. La solution du sol apparaît légèrement sous-saturée par rapport à la calcite. La calcite est susceptible de se dissoudre dans les horizons superficiels.

□ La solution du sol et le complexe d'échange, semblent avoir atteint un nouvel équilibre. La composition de la solution du sol des parcelles gypsées a été comparée à celle des parcelles non gypsées sous culture de Bourgou sous submersion (fig.180).

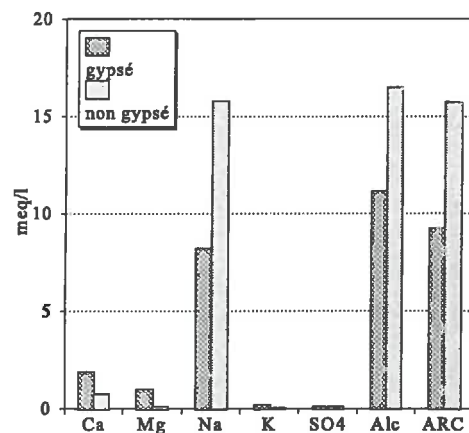


Figure 180: Comparaison de la solution du sol entre parcelles gypsées et non gypsées sous culture de bourgou sous submersion le 5 Janvier 1991

Ce nouvel équilibre induit par le gypsage se traduit par (fig.180):

- Une diminution de l'alcalinité et de l'ARC;
- Une diminution de la molarité en sodium tandis que les molarités en calcium, mais aussi en magnésium et potassium ont augmenté.

□ Ces différentes évolutions peuvent se traduire en terme de mécanisme de la façon suivante:

- Dans un premier temps, le gypse se dissout provoquant une augmentation de la molarité en calcium qui se fixe rapidement sur le complexe d'échange provoquant une désorption de sodium et de magnésium qui enrichissent la solution du sol. On doit s'attendre à ce que cet enrichissement relatif en magnésium et sodium de la solution du sol au niveau du front

d'humectation ne provoque leur réadsorption dans les horizons sous-jacents. Dans le même temps, la solution devient sursaturée par rapport à la calcite qui précipite.

- Dans un second temps, le complexe d'échange atteint un équilibre avec la composition de la solution du sol et l'adsorption du calcium, et la désorption du sodium et du magnésium, sont interrompues. On observe une augmentation de la molarité en calcium dans la solution du sol et une diminution correspondante des molarités en sodium et magnésium. On doit s'attendre à ce que cette nouvelle évolution de la solution du sol ne conduise à une adsorption de calcium et une désorption de sodium et magnésium dans les horizons sous-jacents. La solution du sol demeure fortement sursaturée par rapport à la calcite dont la précipitation se poursuit.
- Dans un troisième temps, le stock de gypse est totalement dissout; les compositions de la solution du sol et du complexe d'échange atteignent progressivement un équilibre. Cet équilibre traduit une augmentation de la proportion relative en calcium, mais aussi en magnésium, une diminution de la proportion de sodium et une réduction de l'alcalinité et de l'ARC.

□ Afin de mettre en évidence l'influence du lessivage sur l'efficacité du gypsage, nous avons comparé l'impact du gypsage sur la composition du complexe d'échange à une profondeur de 40 cm en fonction des modalités de gestion de l'eau liées aux précédents culturels "témoin", "riz" et "Bourgou" (fig.181).

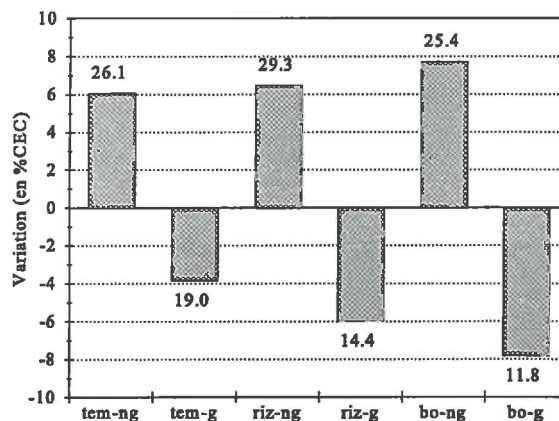


Figure 181: Influence du lessivage sur l'efficacité du gypsage en terme de désodisation. Evolution de la proportion de sodium échangeable en fonction du précédent cultural et du gypsage.

La proportion de sodium échangeable a augmenté sur les parcelles non gypsées et diminué sur les parcelles gypsées. Sur les parcelles non gypsées, la sodisation a été attribuée à une augmentation de la pCO₂ liée à la mise en culture (chapitre 8). Sur les parcelles gypsées, la

désodisation du sol apparaît d'autant plus efficace que le lessivage attendu est important (fig.181). Malgré cette évolution, la proportion de sodium échangeable reste supérieure à 10% de la CEC et ne semble pas susceptible d'induire une amélioration importante des propriétés physiques. Paradoxalement, la sodisation des parcelles non gypsées semble avoir progressé d'autant plus rapidement que les apports d'eau sont importants. Le lessivage est vraisemblablement faible et les plus fortes quantités de sodium apportées avec l'eau d'irrigation ont pu contribuer à accélérer le processus.

9.5.4. Synthèse et commentaires

- **L'apport de calcium se répartie en une fixation sur le complexe d'échange conduisant à une désorption de sodium, mais aussi de magnésium; et une précipitation de calcite qui conduit à neutraliser une partie de l'alcalinité. Si le phénomène d'échange est rapide, la précipitation de calcite se poursuit plus lentement. Il en découle que les proportions relatives de ces deux phénomènes peuvent être influencées par l'intensité du lessivage. Si le lessivage est insuffisant, la solution demeure plus fortement sursaturée par rapport à la calcite qui précipite en quantité plus abondante. Inversement, si le lessivage est efficace, le calcium est transporté en profondeur où il vient se fixer sur le complexe d'échange. Simultanément, le sodium et le magnésium viennent enrichir la composition de la solution du sol et du complexe d'échange dans les horizons sous-jacents. Ainsi, l'efficacité du gypsage en terme de désodisation est affectée par deux phénomènes: une désorption de magnésium qui accompagne la désorption du sodium; et une précipitation de calcite qui peut être minimisée par le lessivage.**
- L'effet du gypsage s'exprime nettement sur les sols bruns subarides par une baisse de l'alcalinité dans les horizons superficiels et, dans une moindre mesure, par une augmentation de la perméabilité.
- Dans le même temps, on n'observe qu'une baisse extrêmement limitée de l'alcalinité sur les sols à alcali. La bonification ne concerne alors que l'horizon superficiel et se traduit par une augmentation importante de sa perméabilité. Bien que l'on observe une amélioration transitoire de la conductivité hydraulique à saturation à 40 cm (fig.182), le gypsage conduit à terme à un effet dépressif sur la perméabilité des sols de 40 à 100 cm de profondeur. Ce phénomène est vraisemblablement lié à une réadsorption de sodium issu des horizons superficiels.

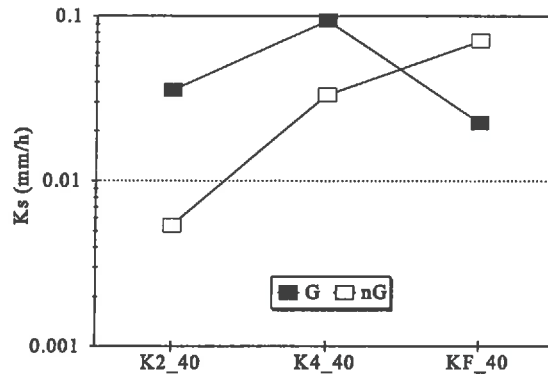


Figure 182: Evolution de la conductivité hydraulique à 40 cm de profondeur sous l'influence du gypsage sur les sols à alcali

□ Lorsqu'on se réfère au modèle géochimique d'alcalinisation des sols précédemment présenté, on peut avancer que le gypsage contribue à neutraliser une partie de la réserve d'alcalinité du sol sous toutes ses formes: dans la solution du sol, en position échangeable ou sous forme de minéraux précipités.

Lorsque la réserve d'alcalinité est faible (cas des sols bruns subarides), elle est facilement neutralisée par la précipitation de calcite qui se traduit par une diminution sensible de l'alcalinité.

Lorsque la réserve d'alcalinité est modérée (cas des horizons superficiels des sols à alcali), la composition de la solution du sol n'est contrôlée que par une quantité modérée de minéraux argileux et la réserve d'alcalinité se trouve essentiellement sous forme échangeable. On observe alors une désodisation, mais dont l'efficacité est affectée d'une part par une désorption de magnésium et d'autre part par la précipitation de calcite. Cette précipitation de calcite est d'autant plus importante que le lessivage est limité. Lorsque cette désodisation est insuffisante pour abaisser le taux de sodium échangeable en deçà de 10%, on n'observe aucune amélioration des propriétés physiques.

Lorsque la réserve d'alcalinité est forte (cas des horizons profonds des sols à alcali), la composition de la solution du sol est contrôlée par une quantité importante de minéraux argileux. Ainsi, la diminution de l'alcalinité induite par le gypsage provoque la dissolution progressive des minéraux argileux qui contrôlent l'évolution de la composition de la solution du sol; l'effet initial du gypsage est annihilé.

Si le gypsage contribue à neutraliser une partie de la réserve alcaline, son efficacité est insuffisante pour induire une amélioration des sols à alcali. Son effet se limite à une amélioration des horizons superficiels et s'accompagne d'une dégradation des horizons sous-jacents.

9.6. Influence du drainage

9.6.1. sur les sols bruns subarides

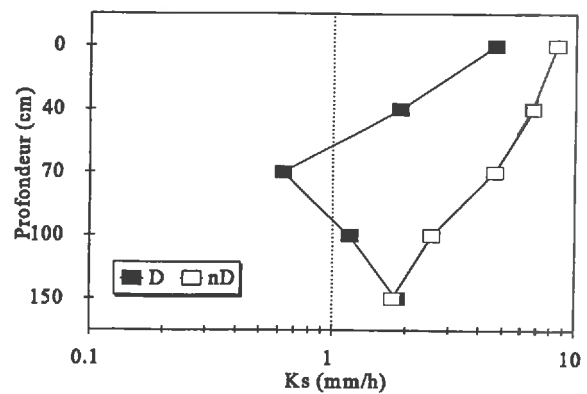
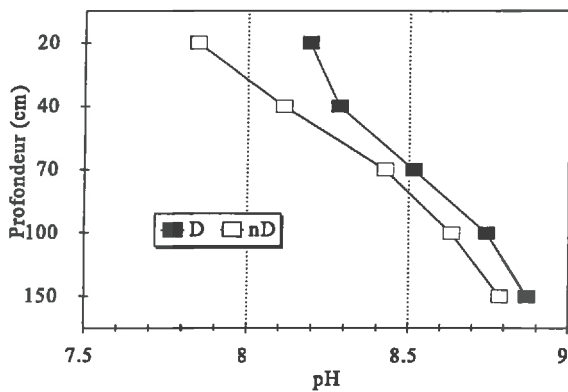


Figure 183: Influence du drainage sur le pH des sols bruns subarides

Figure 184: Influence du drainage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides

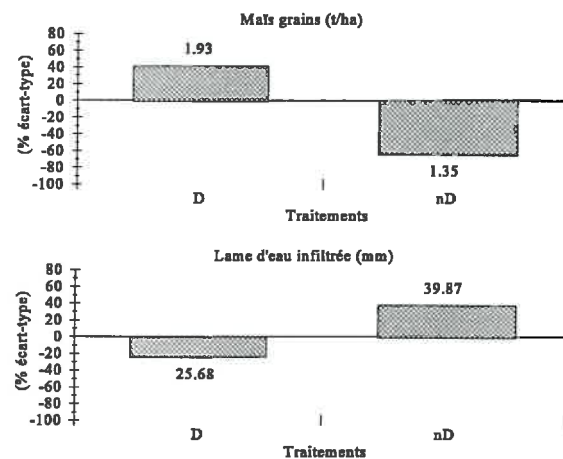


Figure 185: Influence du drainage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides

Le drainage des sols a induit des modifications très sensibles des propriétés physico-chimiques des sols bruns subarides. On observe:

- Une diminution importante de leur perméabilité jusqu'à 100 cm de profondeur. Cette diminution est maximale vers 70 cm de profondeur (fig.184);
- Une augmentation de l'alcalinité sur l'ensemble du profil (fig.183);
- Une diminution importante de la perméabilité de surface (fig.185);
- Une augmentation du rendement (fig.185).

9.6.2. sur les sols à alcali

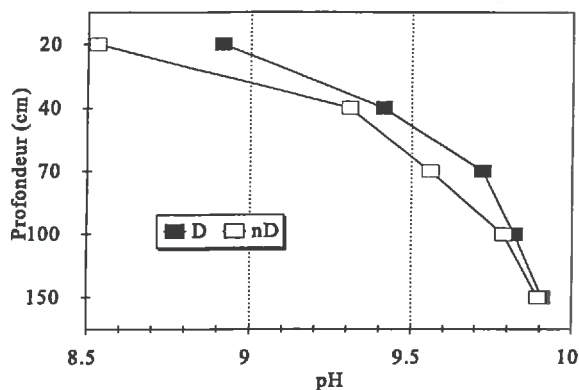


Figure 186: Influence du drainage sur le pH des sols à alcali

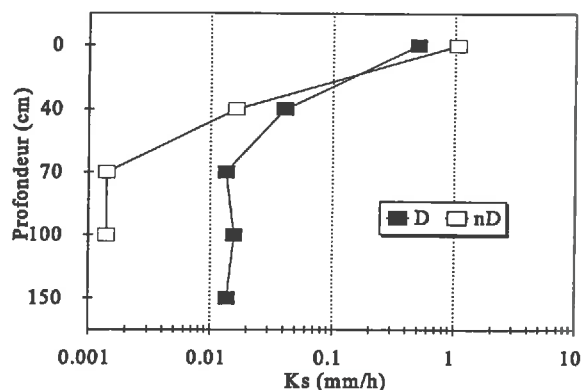


Figure 187: Influence du drainage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali

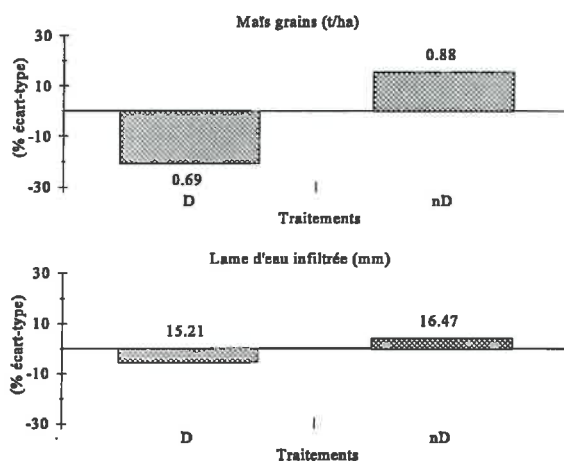


Figure 188: Influence du drainage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali

Sur les sols à alcali, le drainage a provoqué:

- Une baisse de la perméabilité de surface (fig.188);
- Une augmentation de la conductivité hydraulique à saturation à partir de 40 cm de profondeur. Cette augmentation est très importante (facteur 10) à partir de 70 cm de profondeur (fig.187);
- Une augmentation sensible de l'alcalinité jusqu'à 70 cm de profondeur. Cette

augmentation est maximale dans l'horizon superficiel (fig.186);

- Une baisse sensible du rendement (fig.188).

9.6.3. Synthèse et commentaires

Le drainage a été mis en place pour apprécier son influence sur la lixiviation des sels. De ce point de vue, aucun résultat n'a été obtenu et on observe une augmentation systématique de l'alcalinité.

L'influence du drainage se traduit par une diminution de la perméabilité des sols en surface sur les sols à alcali et jusqu'à 100 cm de profondeur sur les bruns subarides. Ce phénomène ne peut s'expliquer que par une compaction des sols sous l'effet d'engins de forte puissance qui ont été utilisés pour creuser les fossés de drainage. Au-delà des horizons superficiels, les sols à alcali n'ont pas été affectés par cette compaction. Au contraire, on observe une augmentation importante de la perméabilité. Cette augmentation pourrait être liée au creusement des fossés de drainage qui a nécessité un effort important et a pu conduire à une fracturation des horizons les plus compacts. Ce constat doit être mis en relation avec les résultats obtenus en Arménie sur de tels sols (Sahakian, communication personnelle). L'utilisation de techniques sismiques de prospection minière et pétrolière a permis une amélioration des sols sur un rayon au moins supérieur à 100 mètres. Dans notre situation, le remaniement brutal des sols pour le creusement de fossés de drainage seulement distants de 20 mètres a fort bien pu induire un effet comparable.

Si la diminution des rendements sur les sols à alcali traduit la compaction des horizons superficiels, l'augmentation des rendements sur les sols bruns subarides est plus délicate à interpréter.

Il n'a pas été possible d'évaluer l'influence du drainage sur le fonctionnement hydrologique des sols en raison d'une compaction des horizons superficiels. Par contre, le creusement des fossés de drainage a induit une fracturation des sols à alcali et une amélioration importante de leur perméabilité.

9.7. Conclusions

□ Différentes techniques ont été expérimentées dans le but d'induire une amélioration des propriétés physico-chimiques des sols à alcali. Ces techniques font intervenir des méthodes chimiques (gypsage), physiques (sous-solage), hydrologiques (lessivage, drainage) ou biologiques (Bourgou). La comparaison des résultats obtenus sur sols bruns subarides et sur sols à alcali nous permet d'appréhender l'efficacité potentielle de ces techniques et leur efficacité réelle en fonction des propriétés physiques, chimiques et minéralogiques des sols à alcali.

- Le gypsage est susceptible de conduire à une réduction de l'alcalinité et une désodisation du sol. Mais son effet est limité sur les sols à alcali. La réduction de l'alcalinité est progressivement annihilée par la production d'alcalinité et de cations (dont le sodium) issus de la dissolution des minéraux argileux qui contrôlent l'évolution de la solution du sol. Lorsque le sol est modérément alcalin, son efficacité est réduite en terme de désodisation par la précipitation de calcite et par une désorption de magnésium à la place du sodium. L'influence du gypsage se limite à une amélioration des horizons superficiels des sols à alcali. Elle s'accompagne de plus d'une dégradation des horizons sous-jacents.
- Le sous-solage est susceptible d'induire une fracturation des sols et une amélioration de leur perméabilité. Mais sur les sols à alcali, la faible stabilité structurale de ces sols et les alternances d'humectation-dessiccation annihilent rapidement cet effet dans les horizons superficiels. C'est dans les horizons profonds, à partir de 70 cm de profondeur, que l'influence du sous-solage semble la plus stable.
- Le drainage et la submersion n'ont apporté aucune amélioration des propriétés physico-chimiques des sols à alcali dont la faible perméabilité représente le principal facteur limitant vis à vis du lessivage. De plus, les engins utilisés pour le creusement des fossés de drainage ont conduit à une compaction des horizons superficiels. Paradoxalement, le drainage a conduit à une forte augmentation de la perméabilité des horizons profonds sur les sols à alcali. Cet effet a été attribué à une fracturation de ce matériau compact due à la force importante déployée pour le creusement des fossés.
- La culture du Bourgou sous submersion et l'influence de son puissant système racinaire fasciculé est susceptible d'induire une amélioration sensible des propriétés physiques des sols qui a été mise en évidence sur les sols bruns subarides. Mais sur les sols à alcali, cet effet est limité à une amélioration des horizons superficiels et, de façon transitoire, à une amélioration des zones d'écoulement préférentiel sans que le coeur des agrégats compacts ait été colonisé. L'influence du précédent cultural "Bourgou" est apparue symptomatique d'une augmentation de la pCO_2 liée à une importante production de biomasse et un accroissement de l'activité biologique. Elle se traduit par une augmentation de l'alcalinité issue de la dissolution de différents minéraux et une adsorption de sodium sur le complexe d'échange qui pourrait expliquer la diminution observée à terme de la conductivité hydraulique. Inversement, lorsque la submersion n'est pas associée à une importante production de biomasse (cas du précédent cultural "riz"), on observe une diminution relative de l'alcalinité et une augmentation de la conductivité hydraulique qui ont été attribuées à une diminution relative de la pCO_2 . Cette diminution ne peut conduire qu'à une augmentation du pH *in situ* et à une diminution sensible des rendements. La diminution des rendements liée au précédent cultural "Bourgou" a été

attribuée à un appauvrissement des réserves minérales du sol lié aux exportations par cette culture.

Ces différents résultats ont été traduits en terme de recommandations et présentés en annexe 6.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

1. Rappel sur les objectifs et les méthodes

Dans une première partie, les connaissances disponibles concernant l'alcalinisation des sols, la modélisation des processus physico-chimiques et le milieu d'étude ont été analysées.

Dans une seconde partie, un modèle a tout d'abord été présenté. Ce modèle, qualifié d'hydrogéochimique, consiste au couplage d'un modèle géochimique d'interaction de la solution du sol avec la matrice solide sur un modèle mécaniste de transfert de l'eau et des solutés.

Les paramètres nécessaires au modèle de transfert de l'eau et des solutés ont ensuite été déterminés. Les propriétés physiques et hydrodynamiques des sols permettant de décrire les transferts de l'eau et des solutés ont été caractérisées. Une attention particulière a été portée aux conséquences de la dégradation des propriétés physiques par sodisation. Mais la modification éventuelle des paramètres de transfert liée à la sodisation n'a pas été prise en compte dans le modèle.

Les mécanismes géochimiques d'alcalinisation qui contrôlent l'évolution de la solution du sol ont ensuite été analysés. Différents minéraux dont les précipitations successives permettent de décrire ces évolutions au cours du processus de concentration de la solution du sol ont été sélectionnés bien qu'aucun argument minéralogique ne permette de les identifier précisément. Les isothermes d'échange des différents cations entre la solution du sol et le complexe adsorbant ont été modélisées. Ce modèle géochimique d'alcalinisation des sols a été comparé aux résultats expérimentaux et calibré.

L'évolution des sols a pu être simulée sur une période de 27 années, soit 54 campagnes de culture sous irrigation. Les modifications de la composition de la solution du sol, du complexe d'échanges et de la composition minéralogique des sols induites par l'irrigation ont été détaillées et commentées. Les résultats issus de la simulation ont ensuite été comparés à quelques résultats expérimentaux concernant le pH et la composition du complexe d'échange cationique après 10 années d'irrigation, permettant d'apprécier la cohérence des résultats de la

simulation.

L'hypothèse d'une augmentation de la $p\text{CO}_2$ dans la solution du sol liée à la mise en culture a été simulée en fonction du modèle géochimique. Puis les évolutions du pH, de la composition de la solution du sol et du complexe d'échange observées pendant les deux années d'expérimentation ont été étudiées et commentées sur la base de cette hypothèse.

Dans une troisième partie, les moyens techniques de prévention de la dégradation des sols par alcalinisation et de réhabilitation des sols à alcali ont été étudiés. Les conséquences du sous-solage, du drainage, d'un apport de gypse, de la submersion et d'une culture de Bourgou sur les propriétés physico-chimiques et la productivité des sols ont été décrites et analysées en fonction du modèle géochimique proposé.

2. Réflexion sur la méthode utilisée

Ce travail tire son origine d'un programme de recherche-développement INRAN-CIRAD sur la mise en valeur des terrasses du fleuve Niger sous irrigation. Ce contexte particulier en fait à la fois la force, dans la mesure où il s'inspire d'une réelle problématique appliquée au développement de l'irrigation; et la faiblesse, dans la mesure où les données utilisées ont été acquises dans un contexte qui n'était pas orienté initialement vers une valorisation sous forme de thèse.

Les résultats obtenus mettent néanmoins en évidence la contribution décisive d'une approche mécaniste des processus étudiés qui a permis de mettre en cohérence des résultats qui étaient apparus en première analyse plutôt contradictoires et d'interprétation difficile. Cette démarche reposant sur la modélisation a permis en outre une approche plus prédictive des problèmes liés à l'alcalinisation des sols sous irrigation et la formulation de recommandations argumentées sur des modalités pertinentes de gestion de périmètres hydro-agricoles confrontés à un risque majeur de dégradation de la fertilité des sols par alcalinisation sous l'influence de l'irrigation.

3. Les acquis scientifiques

Les résultats obtenus démontrent la forte interaction existante entre les processus géochimiques, hydrologiques, physiques, minéralogiques et biologiques des sols dans un tel contexte d'alcalinisation (fig.189):

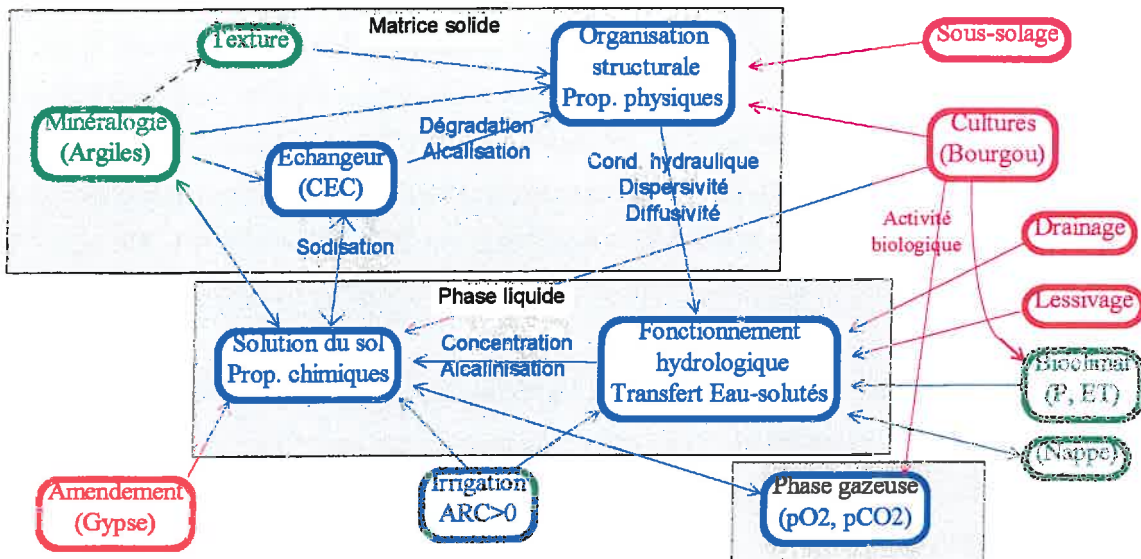


Figure 189: Représentation schématique des différentes interactions entre processus dans un contexte d'alcalinisation des sols sous irrigation (en bleu). Influence de l'environnement (en vert) et des différentes mesures techniques testées (en rouge)

3.1. Mécanismes géochimiques d'alcalinisation

□ Le processus d'alcalinisation est dû à une concentration de la solution du sol dans un contexte à alcalinité résiduelle calcite (ARC) positive. Lorsque la solution du sol se concentre, on observe la précipitation successive de la calcite et de minéraux argileux de la famille des illites et surtout des smectites aux dépens de la kaolinite qui se dissout. Ces processus contribuent au contrôle des molalités en calcium, potassium et magnésium qui décroissent dans la solution du sol, elle-même en équilibre avec le complexe d'échange cationique. Ce phénomène s'accompagne d'une augmentation de l'alcalinité (alcalinisation) et de l'adsorption de sodium (sodisation) sur le complexe d'échange cationique (CEC). A l'issue du processus de concentration, la molalité en sodium et l'alcalinité apparaissent contrôlées par la précipitation d'une argile sodique. Ce processus a été calibré et simulé conformément aux résultats expérimentaux. Néanmoins, il comporte un certain nombre d'hypothèses simplificatrices ou d'approximations :

- L'appréciation des équilibres entre la solution du sol et la matrice solide reste assez grossière, en raison de problèmes de représentativité de la composition de la solution du sol mesuré à partir d'extraits de pâtes saturées. Cette incertitude, déjà soulignée par de nombreux auteurs, est particulièrement importante en milieu alcalin en raison de la sensibilité des équilibres vis à vis des variations de la pCO₂; mais aussi de la molalité en silice (dissolution lente de la silice amorphe) et du rôle important joué par les minéraux argileux.
- En dehors de l'isotherme d'échange entre le sodium et le calcium, obtenu au laboratoire en condition contrôlée, la modélisation des coefficients de sélectivité des échanges cationiques

reste imprécise en raison de ces problèmes de représentativité.

- Si la diminution de la proportion de kaolinite aux dépens des montmorillonites a pu être notée dans les conditions naturelles (Barbiero, 1994), la composition minéralogique détaillée de la fraction argileuse reste indéterminée. Les minéraux argileux permettant de rendre compte de l'évolution de la solution du sol ont été sélectionnés par analogie. Cela constitue une description simplifiée du système argileux contrôlant l'évolution de la solution du sol. De plus, les propriétés particulières liées au mélange de minéraux argileux (théorie des solutions solides) devront être conjointement précisées.

Néanmoins, si ce modèle géochimique d'alcalinisation des sols doit encore être affiné et validé, notamment d'un point de vue minéralogique, il est apparu susceptible de rendre compte de la plupart des phénomènes observés lors des expérimentations menées sur le périmètre de Lossa.

- Ces équilibres entre la solution du sol et la matrice solide (échanges cationiques, précipitation/dissolution) interviennent pour tamponner l'évolution de l'alcalinité qui est ainsi considérablement ralentie. Il s'ensuit une augmentation de la réserve alcaline non seulement dans la solution du sol, mais aussi pour l'essentiel sous forme échangeable et de minéraux précipités, notamment argileux. Cette réserve alcaline est susceptible de s'opposer durablement à la réhabilitation des sols à alcali. Cette réserve sous forme minéralogique n'ayant pas été quantifiée, la réhabilitation des sols à alcali n'a pas pu être traitée précisément.

La mise en évidence de cette répartition de l'alcalinité stocké au cours du processus de concentration a d'importantes conséquences agronomiques:

- Sur la prévention de la dégradation, dans la mesure où seule une infime partie de l'alcalinité est présente dans la solution du sol, affectant l'efficacité du lessivage;
- Sur la réhabilitation des sols à alcali, dans la mesure où il ne s'agit pas seulement de neutraliser une alcalinité stockée sous forme dissoute ou échangeable, mais aussi et en majeure partie sous forme minéralogique.

- Ces équilibres peuvent être influencés par une variation de la $p\text{CO}_2$ du sol. Lorsqu'elle augmente, elle conduit à: une diminution du pH *in situ*; une dissolution partielle des minéraux qui contrôlent l'évolution de la solution du sol; une augmentation de l'alcalinité et de la molalité des différents cations qui contribue à accroître l'efficacité du lessivage; et une modification de la composition du complexe d'échange, notamment marqué par une adsorption de sodium. Une telle augmentation de la $p\text{CO}_2$ de la solution du sol n'a pas été mesurée directement. Mais elle a permis d'interpréter la plupart des évolutions observées au cours de l'expérimentation.

3.2. Dégradation des sols par alcalinisation

- L'alcalinisation des sols se manifeste conjointement par des valeurs de pH élevées et une dégradation des propriétés physiques par sodisation.
- La dégradation des propriétés physiques est apparue liée à un seuil de sodisation, cohérent avec la théorie de stabilité d'une suspension argileuse. Lorsque le taux de sodium échangeable dépasse un seuil proche de 10% de la CEC, la dégradation se manifeste par: une augmentation de la densité apparente; une réduction de la porosité; et une diminution importante de la conductivité hydraulique à saturation d'un facteur 100 environ, qui a pu être appréhendée par l'utilisation d'un perméamètre de Guelph. Sur les sols à alcali, les macro agrégats apparaissent très compacts et quasi-imperméables. La circulation de l'eau et des solutés se limite alors à quelques rares zones de circulation préférentielle. Ces modifications sont susceptibles d'affecter le transfert de l'eau et des solutés et d'accélérer le processus de concentration. Ces conditions réductrices inhibent la minéralisation de la matière organique; l'évolution du potentiel redox est contrôlée par le pH et par un processus de dénitrification biologique.

Mais des variations de la perméabilité ont pu être observées sous l'influence de la pCO_2 et de modifications des équilibres entre la solution du sol et le complexe d'échange. Elles mettent en évidence une dynamique des zones d'écoulement préférentiel qu'aucune théorie ne permet de décrire précisément. La description de telles évolutions nécessite vraisemblablement des études plus précises de la dynamique du sodium échangeable et des propriétés physiques de ces sols, notamment à l'interface entre les zones d'écoulement préférentiel et les agrégats compacts. D'autre part, il a été montré que les sols à alcali pouvaient perdre leurs caractéristiques géochimiques avant d'acquérir les traits morphologiques des sols bruns subarides. Inversement, il est peu probable que la sodisation d'un sol conduise à une dégradation instantanée de ses propriétés physiques.

- Les conséquences agronomiques sont apparues essentiellement liées à l'augmentation du pH. A partir d'un pH *in situ* de 7.5 environ, on observe l'apparition de carences dans l'alimentation minérale des cultures en phosphore, zinc, mais aussi en azote et, dans une moindre mesure, en potassium. Elles seraient liées à:
 - Une diminution de la solubilité des phosphates et du zinc en conditions alcalines;
 - Une diminution de la molalité du potassium avec l'augmentation de l'alcalinité et du pH, dont l'influence est accentuée par un antagonisme avec le sodium dont la molalité augmente en solution;
 - Un accroissement des pertes d'azote sous forme ammoniacale qui viennent affecter un bilan déjà déficitaire (minéralisation, dénitrification).

Ce diagnostic rapide doit néanmoins être précisé par une étude détaillée des mécanismes d'élaboration du rendement.

3.3. Modélisation hydrogéochimique

- La modélisation “hydrogéochimique” s’est avérée comme un outil privilégié permettant de décrire, au moins partiellement, ces interactions. Elle consiste au couplage de modèles permettant de décrire, d’une part, les phénomènes de transfert de l’eau et des solutés et, d’autre part, les interactions de la solution du sol avec la matrice solide. Elle n’a été rendue possible que grâce à la mise au point d’un modèle permettant de décrire les mécanismes géochimiques d’alcalinisation. Les bases mécanistes utilisées pour la simulation confèrent à ce type de modèle un caractère prédictif qui a été valorisé pour la prévision à long terme de l’évolution des sols sous irrigation. Malheureusement, les évolutions observées au cours de cette expérimentation de trop courte durée n’ont pas permis de valider ce modèle.
- Le transfert de l’eau et des solutés a été décrit par un modèle à une seule classe d’eau. Ce type de simplification n’intervient vraisemblablement que de façon marginale pour décrire l’évolution à très long terme des sols. Il n’en demeure pas moins que le fonctionnement hydrologique de ces sols met en évidence l’existence de deux domaines très contrastés: des macro agrégats compacts quasi-imperméables, et des zones de circulation préférentielle. Une modélisation plus fine du fonctionnement de ces formations devra prendre en compte l’existence de ces deux classes d’eau et la modélisation des phénomènes de diffusion pour deux raisons:
 - La cinétique des différents processus d’interactions de la solution circulante avec la matrice solide est le plus souvent contrôlée par le phénomène diffusion des solutés au sein des zones où la solution du sol peut être considérée comme immobile.
 - La dégradation des propriétés physiques pourrait être modélisée sous la forme d’une réduction des zones de circulation préférentielle. Ces connaissances permettraient d’améliorer la nature du modèle où les interactions entre la composition du complexe d’échange (sodisation) et les propriétés physiques du sol n’ont pu être prise en compte.
- Les différentes équations qui régissent les deux modèles couplés sont résolues séquentiellement de façon à simplifier la résolution numérique du système. Néanmoins, les méthodes de résolution numérique appliquées aux calculs géochimiques et leur couplage sur un modèle de transfert de l’eau et des solutés n’ont pas été approfondies dans ce travail. Des méthodes de résolution plus performantes et surtout plus rapides doivent être identifiées.
- Si les phénomènes d’échanges peuvent être considérés comme rapides par rapport aux phénomènes de diffusion qui contrôlent alors leur cinétique, les réactions de précipitation/dissolution sont soumises à une cinétique sensiblement plus lente. De plus, certaines réactions, comme la précipitation de calcite, sont susceptibles d’intervenir au sein des zones de circulation préférentielle soumise à une forte alternance d’humectation et dessiccation. Il pourrait alors être nécessaire de prendre en compte la cinétique de ces réactions qui ne sont pas contrôlées par le processus de diffusion. La résolution numérique du système pourrait de

plus s'en trouver simplifier par rapport à une recherche systématique de l'équilibre à chaque appel du module géochimique.

□ L'influence de la $p\text{CO}_2$ de la solution du sol joue un rôle primordial dans les sols alcalins, à travers une modification des équilibres entre l'alcalinité et le pH. Dans le modèle, la $p\text{CO}_2$ n'a été considérée que comme un paramètre invariant alors qu'il est susceptible d'évoluer en fonction de l'activité biologique dans le sol et des possibilités de diffusion du CO_2 produit vers l'atmosphère. La prise en compte de tels processus permettrait aussi d'améliorer la modélisation du phénomène d'alcalinisation.

□ Enfin, ce travail met en évidence la possibilité d'un couplage de processus sur un modèle de transport. De nombreux autres mécanismes pourraient être couplés de cette manière. Leur application à des fins prédictives sera liée à la possibilité de les modéliser de façon aussi mécaniste que possible.

3.4. Influence de mesures correctives

Diverses techniques permettant d'influencer ces évolutions ont été testées.

□ L'effet du gypsage conduit à neutraliser une partie de la réserve alcaline. Mais, lorsque la réserve alcaline est importante, l'effet d'une telle intervention est progressivement annulé en raison de l'important pouvoir tampon exercé par les sols à alcali. Son effet à terme se limite alors à une amélioration de la perméabilité des seuls horizons superficiels. Lorsque la réserve alcaline est modérée, son efficacité en terme de désodisation est affectée par la précipitation de calcite et une désorption de magnésium qui accompagne la désorption du sodium du complexe d'échange; son efficacité est améliorée par le lessivage. Le sodium est par ailleurs réadsorbé dans les horizons sous-jacents, provoquant une dégradation de leurs propriétés physiques.

□ Seule une intervention de nature physique, tel un sous-solage, est susceptible d'induire une fracturation des horizons profonds et une amélioration de leur perméabilité.

□ Une culture telle que le Bourgou (*Echinochloa Stagnina*), associant une production de biomasse élevée et une forte colonisation du sol par son système racinaire apparaît susceptible d'améliorer l'efficacité du lessivage par un effet sur la structuration du sol dans les horizons superficiels et les zones d'écoulement préférentiel et une augmentation de la $p\text{CO}_2$ dans la solution du sol. Mais cette bonification des sols à alcali n'est pérenne que lorsque la réserve alcaline est modérée, c'est à dire dans les horizons superficiels. On observe même une réduction à terme de la perméabilité dans les horizons sous-jacents après enlèvement de la culture. Cette dégradation a été attribuée, soit à l'adsorption de sodium issu des horizons superficiels, soit à une augmentation de la $p\text{CO}_2$ entraînant une libération progressive de sodium dans la solution du sol issu de la dissolution d'argiles sodiques et son adsorption sur le complexe d'échange.

4. Les conséquences pratiques

- Dans le contexte actuel, on doit s'attendre à une dégradation des sols des périmètres de Lossa et Sona par alcalinisation et sodisation. Ce processus est lent mais pourrait s'accélérer fortement à partir de la dégradation des propriétés physiques qui devrait intervenir après environ 25 ans ou 50 campagnes de culture sous irrigation. La dégradation des sols déjà affectée dans les conditions naturelles par alcalinisation sera certainement beaucoup plus rapide. Après 10 années de culture sur le périmètre de Lossa, on observe une extension progressive des tâches d'infertilité.
- Une gestion conservatoire des ressources en sol sur ces périmètres nécessite une évolution radicale des méthodes de gestion de l'irrigation dans le sens d'un accroissement du lessivage, donc des doses ou de la fréquence des irrigations.
- La mise en valeur de ces sols à alcali pose donc un problème différent. Il ne semble pas possible de s'opposer à cette dégradation secondaire sans une amélioration foncière préalable. Dans le contexte nigérien, des interventions lourdes ne peuvent être envisagées. Aussi apparaît-il préférable d'exclure ces sols des zones aménagées. Si leur exploitation devait être envisagée, pourraient être recommandées les interventions suivantes dont le coût reste modéré :
 - Réalisation d'un sous-solage puissant permettant de fracturer les agrégats compacts et d'améliorer la perméabilité des sols. D'autres techniques équivalentes : sismique, ..., pourraient être expérimentées;
 - Puis, mise en place d'une culture pérenne de Bourgou sous submersion. Elle devra être correctement fertilisée pour maintenir à un niveau de fertilité satisfaisant de ces sols. Les rendements attendus permettent d'envisager une bonne rentabilité de cette production à condition qu'un marché soit identifié.

ANNEXES

Annexe 1 : Dispositif et protocole expérimentaux

1. Dispositif expérimental

L'évolution des sols sous irrigations a été suivie sur trois parcelles (Casiers F1, F2 et G1) du périmètre de Lossa qui n'avaient jamais été cultivées sous irrigation depuis l'ouverture du périmètre. L'expérimentation a été conçue pour étudier l'effet de 4 facteurs : le drainage, le sous-solage, le système de culture et le gypsage. Il s'agit de 2 essais en split-plot (1/2/3) à 3 répétitions:

- Facteur 1: comparaison d'un sous-solage avec un témoin non sous-solé ;
- Facteur 2: comparaison de 4 systèmes de culture;
- Facteur 3: comparaison d'un gypsage avec un témoin non gypsé.

L'essai 1, non drainé, occupe la partie amont et l'essai 2, drainé, occupe la partie aval de chaque parcelle expérimentale. Une bande centrale de 8 mètres de largeur a été exclue du dispositif afin d'isoler les parcelles non drainées d'un éventuel effet des fossés de drainage. Chaque parcelle élémentaire a une dimension de 16 mètres (dans le sens de la pente) sur 10 mètres. Elles ont été subdivisées en deux parties égales (8 m x 10 m) pour l'implantation des bassins de submersion ayant accueilli les cultures de riz et de Bourgou. Le dispositif a une dimension totale de 72 m sur 80 m, soit une superficie de 5720 m² sur chaque casier d'expérimentation.

Le plan des parcelles d'expérimentation est présenté à la fin de l'annexe 1

2. Déroulement de l'expérimentation

La caractérisation initiale des parcelles expérimentales et les travaux de drainage et de sous-solage ont été réalisés pendant les mois de mars à mai 1990 sur sol sec à l'issue de la saison sèche. Le gypse et la fumure de fond ont été enfouis lors du labour, puis l'expérimentation a débuté par la mise en place des cultures du 20 juin au 10 juillet 1990. A l'issue des différents systèmes de culture testés lors de la première année, l'expérimentation a été poursuivie par une succession culturale de: Sorgho pendant la saison pluvieuse 1991, de Maïs pendant la saison sèche 1991-1992, puis de Niébé pendant la saison pluvieuse 1992. Pendant cette dernière saison de culture, l'irrigation a été interrompue après la mise en place des cultures suite à une panne de la station de pompage. La culture a été abandonnée. La saison sèche 1992-1993 a été consacrée à la caractérisation finale des propriétés physico-chimiques des parcelles expérimentales.

Les irrigations ont été pratiquées à une fréquence d'une irrigation tous les 4 jours qui a été secondairement modulée en fonction des épisodes pluviométriques:

- Irrigation gravitaire en raies non bouchées à 80 cm d'écartement pour les cultures de sorgho, de maïs ou de niébé qui ont été mises en place sur le flanc du billon. Un débit de 0.35 l/s est envoyé dans chaque raie; l'apport est interrompu dès que la lame d'eau atteint la colature.
- Irrigation gravitaire en calant de 4 mètres de largeur pour la culture de blé qui a été semé à la volée. Un débit de 1.75 l/s est envoyé dans chaque calant; l'apport est interrompu dès que la lame d'eau atteint la colature.
- Irrigation en bassin de submersion de 80 m² pour les cultures de riz et de Bourgou. Une lame d'eau de 50 mm environ est reconstituée à l'issue de chaque irrigation.

3. Protocole de mesures

Les parcelles d'expérimentation ont tout d'abord fait l'objet d'une caractérisation initiale. Sur chaque parcelle ont été relevés:

- La compacité des niveaux superficiels à l'aide d'un pénétromètre dynamique léger;
- La perméabilité du sol à 40 cm de profondeur, mesurée par la méthode du perméamètre de Guelph;
- Le pH et la conductivité électrique, mesurés sur échantillons de sol prélevés à 20 et 40 cm de profondeur; et:
- La texture, appréciée par la teneur en sables totaux, mesurée sur échantillons de sol prélevés à 20 et 40 cm de profondeur.
- La densité apparente a aussi été mesurée sur l'horizon 20-40 cm sur quelques parcelles du dispositif.

La production des différentes cultures et le pH à 40 cm de profondeur ont été mesurés à l'issue de chaque campagne de culture. La perméabilité à 40 cm a été mesurée pendant la saison sèche par la méthode du perméamètre de Guelph à l'issue de chaque année de culture. Un intérêt particulier a été porté à la quatrième saison de culture (Maïs) pour évaluer l'impact des différentes techniques mises en oeuvre. La composition de la solution du sol a été prélevée à 40 cm de profondeur sur une partie du dispositif expérimental, puis analysée. Le pH et le potentiel redox ont été mesurés *in situ* à 20 et 40 cm de profondeur sur l'ensemble des parcelles expérimentales. Des prélèvements de plants entiers ont aussi été réalisés sur les parcelles "témoin non gypsé" du dispositif afin d'apprécier les conditions d'alimentation minérale des cultures.

Les parcelles d'expérimentation ont enfin fait l'objet d'une caractérisation finale. Sur chaque parcelle ont été relevés:

- La compacité des horizons superficiels;

1. Dispositif et protocoles expérimentaux

- La perméabilité du sol, mesurée par la méthode du double-anneau en surface et par la méthode du perméamètre de Guelph à 40, 70, 100 et 150 cm de profondeur;
- Le pH et la conductivité électrique, mesuré à partir d'échantillons de sol prélevés à 20, 40, 70, 100 et 150 cm de profondeur.

Plan du dispositif sur la parcelle G1

non Drainé (nD)

Sous-Solé (SS)

non Sous-solé (nSS)

101	102	103	104	105	106	107	108
Bo2	Bo1	Tem	Riz	Bo1	Bo2	Tem	Riz
G	G	nG	nG	G	nG	nG	G
201	202	203	204	205	206	207	208
301	☆ 302	303	304	☆ 305	306	307	308
Bo2	Bo1	Tem	Riz	Bo1	Bo2	Tem	Riz
nG	nG	G	G	nG	G	G	nG
401	☆ 402	403	404	☆ 405	406	407	408
501	502	503	504	505	506	507	508
601	602	603	604	605	606	607	608
Bo2	Bo1	Tem	Riz	Bo1	Bo2	Tem	Riz
G	G	nG	nG	G	nG	nG	G
701	702	703	704	705	706	707	708
801	☆ 802	803	804	☆ 805	806	807	808
Bo2	Bo1	Tem	Riz	Bo1	Bo2	Tem	Riz
nG	nG	G	G	nG	G	G	nG
901	☆ 902	903	904	☆ 905	906	907	908

Sous-Solé (SS)

non Sous-solé (nSS)

Drainé (D)

☆ Parcelles échantillonnées à 40 cm de profondeur

Plan du dispositif sur la parcelle F2

non Drainé (nD)

Sous-Solé (SS)

non Sous-solé (nSS)

1101	1102	☆ 1103	1104	1105	☆ 1106	1107	1108
Riz	Tem	Bo1	Bo2	Bo2	Bo1	Riz	Tem
G	nG	nG	G	nG	nG	nG	nG
1201	1202	☆ 1203	1204	1205	☆ 1206	1207	1208
1301	1302	1303	1304	1305	1306	1307	1308
Riz	Tem	Bo1	Bo2	Bo2	Bo1	Riz	Tem
nG	G	G	nG	G	G	G	G
1401	1402	1403	1404	1405	1406	1407	1408
1501	1502	1503	1504	1505	1506	1507	1508
1601	1602	☆ 1603	1604	1605	☆1606★	☆1607★	☆1608★
Riz	Tem	Bo1	Bo2	Bo2	Bo1	Riz	Tem
G	nG	nG	G	nG	nG	nG	nG
1701	1702	☆ 1703	1704	1705	☆1706★	☆1707★	☆1708★
1801	1802	1803	1804	1805	☆1806★	☆ 1807★	☆1808★
Riz	Tem	Bo1	Bo2	Bo2	Bo1	Riz	Tem
nG	G	G	nG	G	G	G	G
1901	1902	1903	1904	1905	☆1906★	☆1907★	☆1908★

Sous-Solé (SS)

non Sous-solé (nSS)

Drainé (D)

★ Parcelles équipées de capteurs de solution, type "bougies poreuses"

☆ Parcelles échantillonnées à 40 cm de profondeur

Plan du dispositif sur la parcelle F1

non Drainé (nD)

non Sous-Solé (nSS)

Sous-solé (SS)

2101	2102	2103	☆ 2104	2105	2106	2107	2108
Riz	Bo2	Tem	Bo1	Tem	Bo1	Riz	Bo2
G	G	G	nG	G	G	nG	G
2201	2202	2203	☆ 2204	2205	2206	2207	2208
2301	2302	2303	2304	2305	☆ 2306	2307	2308
Riz	Bo2	Tem	Bo1	Tem	Bo1	Riz	Bo2
nG	nG	nG	G	nG	nG	G	nG
2401	2402	2403	2404	2405	☆ 2406	2407	2408
2501	2502	2503	2504	2505	2506	2507	2508
2601	2602	2603	☆ 2604	2605	2606	2607	2608
Riz	Bo2	Tem	Bo1	Tem	Bo1	Riz	Bo2
G	G	G	nG	G	G	nG	G
2701	2702	2703	☆ 2704	2705	2706	2707	2708
2801	2802	2803	2804	2805	☆ 2806	2807	2808
Riz	Bo2	Tem	Bo1	Tem	Bo1	Riz	Bo2
nG	nG	nG	G	nG	nG	G	nG
2901	2902	2903	2904	2905	☆ 2906	2907	2908

non Sous-Solé (nSS)

Sous-solé (SS)

Drainé (D)

☆ Parcelles échantillonnées à 40 cm de profondeur

Annexe 2 : Les méthodes de mesure

1. Mesure du pH et de la conductivité électrique

Le pH et la conductivité électrique des échantillons de sol ont été mesurés au laboratoire sur des extraits au 1:2.5 et 1:5, respectivement. Les extraits ainsi préparés ont été maintenus au repos pendant une heure avant la mesure. Pendant la quatrième campagne de culture (Maïs), le pH a été mesuré *in situ* à 20 et 40 cm de profondeur. La mesure a été réalisée le lendemain d'une forte irrigation sur des échantillons proches de la saturation prélevés à la tarière. L'électrode a été instantanément "plantée" au coeur de l'échantillon juste après le prélèvement. 5 répétitions ont été réalisées sur chaque parcelle élémentaire et seule la valeur médiane obtenue a été prise en compte dans l'interprétation. Le potentiel redox a été mesuré conjointement.

2. Prélèvement de la solution du sol

La solution du sol a été prélevée *in situ* pendant la quatrième saison de culture (Maïs) à l'aide de capteurs de solution type bougie poreuse. Les bougies, préalablement saturées en eau au laboratoire, ont été mises en place au début de la campagne de culture. Une pâte de sol a été préparée puis utilisée afin de remplir le trou réalisé à la tarière. La bougie a alors été enfoncée dans cette pâte de façon à assurer un parfait contact entre le sol et la bougie. Puis, une dépression a été créée dans la bougie à l'aide d'une pompe à vide. Les bougies ont été systématiquement vidées puis remises en charge avant chaque irrigation. Le prélèvement a été réalisé à l'aide d'une pompe à vide. Les 3 parcelles élémentaires correspondant aux "précédents culturaux" : Témoin (Tem), Riz (Riz) et Bourgou de 8 mois (Bo1) gypsés et non gypsés ont été instrumentés sur la partie drainée, non sous-solée de la parcelle F2. Cette partie du dispositif est apparue homogène, exclusivement composée de sols à alcali. 6 capteurs de solution ont été mis en place à une profondeur de 40 cm sur chaque parcelle élémentaire, soit un total de 36 capteurs de solution. Seules les parcelles de précédent Bourgou ont permis de prélever des quantités suffisantes de solution ; les autres capteurs ont dû être abandonnés. Trois prélèvements ont été réalisés à l'issue des troisièmes, quatrième et cinquièmes irrigations de la campagne de culture.

3. Mesure de la densité apparente

La mesure de la densité apparente a été réalisée grâce à l'utilisation d'un gammadensitomètre de surface à transmission directe de type Troxler 3400B, prêté par l'Institut

des Radio-Isotopes (IRI) de l'université de Niamey. Ce gammadensitomètre a préalablement été étalonné (Barbiero, 1990). Après décapage des 20 premiers centimètres de sol du profil, la densité apparente moyenne de l'horizon 20-40 cm a été mesurée. La mesure a été réalisée avant le début de l'expérimentation sur les parcelles élémentaires correspondant aux "précédents culturaux" : Témoin (Tem), Riz (Riz) et Bourgou de 8 mois (Bo1) gypsés et non gypsés sur la partie drainée, non sous-solée de la parcelle F2 ; ainsi que sur l'ensemble des parcelles correspondantes au précédent cultural Bourgou de 8 mois non gypsé du dispositif expérimental.

4. Mesure de la résistance à la pénétration

La résistance à la pénétration a été mesurée à l'aide d'un pénétromètre dynamique manuel léger à percussion. Cet appareil est composé d'une tige gradué de 12 mm de section (S) le long de laquelle coulisse une masse de 5 kg (M). La tige d'une masse de 5.7 kg (m) est placée verticalement et la masse est hissée jusqu'à une hauteur de 1 mètre (h). La masse est lâchée, vient frapper une bague solidaire de la tige à laquelle elle transmet une énergie qui provoque son enfoncement dans le sol. Le nombre de coups nécessaire à la pénétration de la tige à une profondeur de 30 ou 40 cm (Δz) a été comptés. En effet, le sol s'est avéré localement si compact que la pénétration de la tige devenait impossible. La profondeur prospectée au début de l'expérimentation est limitée à 30 cm; la mesure a pu être poursuivie jusqu'à 40 cm à l'issue de l'expérimentation. Les résultats ont été traduits en terme de résistance à la pénétration (RP en kg/cm²) en utilisant la formule empirique dite "des hollandais" (Billot, 1982) :

$$RP = \frac{M^2 \cdot h \cdot n}{2(M+m) \cdot S \cdot \Delta z} = 103.4 \frac{n}{\Delta z}$$

Le mesure de résistance à la pénétration est très sensible à l'humidité du sol et les mesures ont systématiquement été réalisées à l'issue de la saison sèche après plus de 6 mois sans pluie, permettant de garantir de bonnes conditions d'homogénéité. Lors de la caractérisation initiale, 5 parcelles élémentaires ont été affectées par la fuite d'une vanne sur la parcelle G1 et les résultats ont dû être abandonnés.

5. Mesure de la perméabilité

La vitesse d'infiltration a été mesurée par la méthode du double-anneau de Müntz (Audry, 1973). Ces mesures ont été réalisées 4 jours après une précédente humectation, de façon à reproduire des conditions comparables à celles qui président lors des irrigations. Le diamètre des anneaux intérieurs et extérieurs est respectivement de 50 et 100 cm environ. Ils ont été enfoncés

d'environ 20 cm dans le sol de façon à éviter les pertes d'eaux et surtout des transferts d'eau de l'anneau intérieur vers l'anneau de garde. 10 litres et 30 litres d'eau ont été apportés respectivement dans l'anneau intérieur et l'anneau de garde de façon à créer une charge d'eau initiale de 5 cm. Le niveau d'eau a été maintenu entre 4 à 5 cm; les volumes infiltrés ont été suivis pendant 6 à 8 heures de façon à garantir la stabilisation du régime d'infiltration. Entre les mesures, l'anneau intérieur a été couvert de manière à le protéger de l'évaporation. La lame d'eau infiltrée a enfin été ajustée à une loi de type :

$$z = a.t^b + c.t, (mm)$$

La capacité finale d'infiltration (c ou Ks en mm/h) et la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (I60 en mm), ont été prises en compte dans les analyses.

6. Mesure de la conductivité hydraulique à saturation

Diverses tentatives de caractérisation des propriétés hydrodynamiques des horizons profonds ont été tentées sans succès sur les sols à alcali. Les méthodes classiques, telle la méthode du drainage interne, se heurtent à d'incontournables difficultés :

- La mise en place du matériel est très difficile sur des sols si compacts, puis favorise l'apparition d'écoulements préférentiels qui nuisent à la représentativité de la mesure;
- Plusieurs semaines ou plusieurs mois sont nécessaires pour assurer l'humectation complète du profil sur une profondeur de 1 mètre;
- Enfin, lorsque la redistribution de l'eau commence, on observe aucune variation significative de la teneur en eau.

En conséquence, la conductivité hydraulique à saturation a été mesurée par la méthode du perméamètre de Guelph (fig.190) (Reynolds et Elrick, 1985). La méthode consiste en la mesure de la vitesse d'infiltration stabilisée de l'eau à partir d'un trou calibré de diamètre connu (a), dans lequel une charge d'eau constante (H) est maintenue. Un système simple, type vase de Mariotte, est utilisé pour établir et maintenir la charge

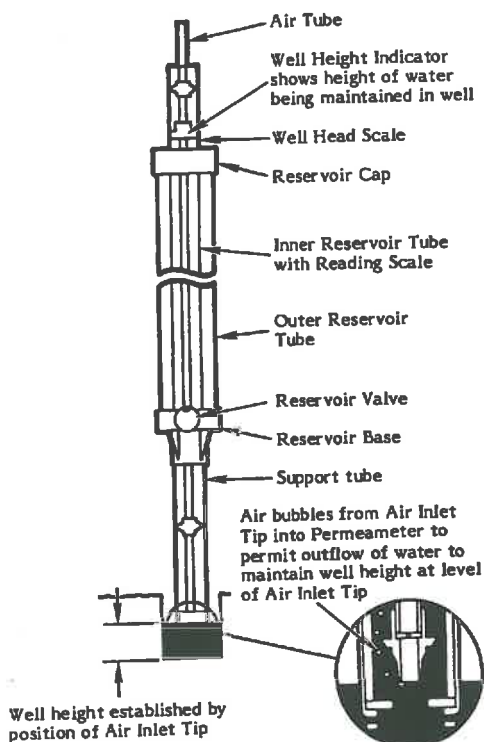


Figure 190: Présentation du perméamètre de Guelph

H et mesurer le débit d'infiltration lorsqu'il se stabilise (Q). Utilisant les analyses de Richards (1931), Laplace et Gardner (1958), Reynolds et Elrick (1985) ont décrit le débit stabilisé de l'eau dans un trou cylindrique par :

$$(2\pi H^2 + C\pi a^2) \cdot K_{fs} + 2\pi H \cdot \Phi_m = C \cdot Q$$

avec: C paramètre sans dimension;
 K_{fs} conductivité hydraulique à saturation d'un milieu poreux contenant de l'air emprisonné. Il peut être au moins deux fois moindre que la véritable conductivité hydraulique à saturation; et:
 Φ_m Potentiel de flux matriciel.

Ainsi, K_{fs} et Φ_m peuvent être obtenus simplement à partir de la mesure de la vitesse stabilisée d'infiltration en fonction de 2 charges d'eau au fond du trou : par exemple 5 et 10 cm. Nous avons été néanmoins confrontés à un certain nombre de difficultés d'ordre métrologique et méthodologique :

- Lorsque le sol est sec et fissuré, l'infiltration est très rapide et la vitesse d'infiltration ne se stabilise qu'au bout d'un temps important.
- Lorsque dans un même trou, on augmente la hauteur d'eau de 5 à 10 cm, l'arrivée d'eau provoque des remous importants qui peuvent détruire le trou, notamment pour les sols à alcali à forte instabilité structurale. La vitesse d'infiltration est sensiblement réduite.
- L'appareil repose partiellement sur le fond du trou et peut progressivement s'enfoncer au cours de la mesure. Cela se traduit par des périodes plus ou moins longues pendant lesquelles l'infiltration apparente s'interrompt. La vitesse d'infiltration est alors sous-évaluée.
- En l'absence d'une parfaite étanchéité de l'appareil, l'eau s'écoule et le niveau monte dans le trou au-delà de la côte souhaitée. La vitesse d'infiltration est surévaluée.

Ces différents problèmes ont rendu inutilisables les données acquises lors de la caractérisation initiale des parcelles expérimentales. Par la suite, la procédure suivante a été utilisée. Un premier trou d'un diamètre réduit est réalisé la veille de la mesure, puis rempli d'eau à plusieurs reprises si nécessaire. Le trou est ensuite repris et calibré, et la mesure réalisée avec toutes les précautions nécessaires : blocage de l'appareil, vérification d'étanchéité, et entrée d'eau progressive dans le trou de mesure.

L'exploitation d'une partie importante des données, concernant notamment les sols les moins perméables, a conduit à une importante proportion de résultats aberrants : conductivité hydraulique ou potentiel de flux matriciel négatifs, forte variabilité des résultats,... Ce

comportement est généralement attribué à la variabilité des propriétés hydrodynamiques : existence de macropores, discontinuités, fissures,... (Elrick et Reynolds, 1992). L'influence de ces phénomènes a été modélisée par Wu *et al.* (1993). Ces auteurs s'accordent pour dire qu'une estimation indépendante du paramètre- α , défini par (Scotter *et al.*, 1982) :

$$\alpha = \frac{K_{fs}}{\Phi_m} \left(= \frac{a \cdot Q_5 + b \cdot Q_{10}}{c \cdot Q_5 + d \cdot Q_{10}} \right)$$

, permet de résoudre le système à partir d'une seule mesure. Si le paramètre- α peut être considéré comme représentatif d'un milieu donné, cela suppose donc aussi qu'il doit exister une relation entre les vitesses d'infiltration stabilisées mesurées pour différentes charges d'eau. Les vitesses d'infiltration stabilisée, mesurée avec respectivement une charge de 5 cm (en abscisse) et de 10 cm (en ordonnée) ont été ajustées.

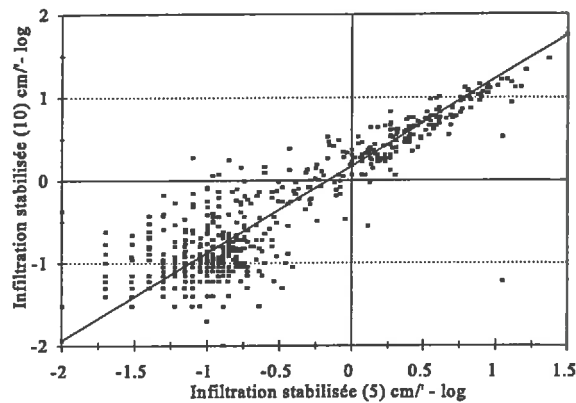


Figure 191: Perméamètre de Guelph. Relation entre la vitesse d'infiltration stabilisée (cm/minute) mesurée avec H=5 cm et H=10 cm

La relation obtenue (fig.191) n'est pas tout à fait linéaire. Cette non-linéarité traduit une évolution du paramètre- α avec l'augmentation de la perméabilité. Cette relation a été estimée par une fonction puissance sous la forme:

$$Q_{10} = 1.501 Q_5^{1.0524}$$

- Ces résultats appellent plusieurs remarques :
- Tout d'abord une forte hétérogénéité des vitesses d'infiltration mesurées qui varient d'un facteur 1000 environ;

- La dispersion plus importante des résultats pour les sols les moins perméables met en évidence une plus forte variabilité des propriétés hydrodynamiques, et donc le rôle plus important joué par les écoulements préférentiels sur de tels types de sol;
- Les valeurs de Q_{10} , mesurées sur les sols peu perméables, sont souvent inférieures aux valeurs de Q_5 . Cela indiquerait que, malgré les précautions prises, l'entrée d'eau déstructure le sol et provoque une diminution de la vitesse d'infiltration. Ce comportement contribue à "tirer vers le bas" les résultats de l'ajustement.

Cette relation nous permet donc de résoudre le système à partir d'une seule mesure alors que nous ne disposons d'aucune estimation indépendante du paramètre- α . La valeur finale de la conductivité hydraulique prise en compte dans les interprétations correspond à la moyenne géométrique des conductivités hydrauliques mesurées à partir de Q_5 et de Q_{10} .

Annexe 3: Pluviométrie efficace et planning des irrigations

1. Pluviométrie efficace du 10/07/89 au 9/07/91

Les jours sont comptés depuis le début de l'année 1989. Les heures sont relatives au jour (0-24) et les intensités en cm/h

jour	tdeb	tfin	intensite
190	0.000	1.000	1.270
207	0.000	1.000	0.460
210	0.000	1.000	1.270
211	0.000	1.000	0.530
212	0.000	1.000	1.010
214	0.000	1.000	1.880
217	0.000	1.000	0.510
219	0.000	1.000	2.710
220	0.000	1.000	0.360
221	0.000	1.000	0.660
224	0.000	1.000	1.640
227	0.000	1.000	0.720
229	0.000	1.000	3.880
231	0.000	1.000	0.730
234	0.000	1.000	1.040
240	0.000	1.000	0.050
243	0.000	1.000	0.670
248	0.000	1.000	0.790
249	0.000	1.000	1.300
252	0.000	1.000	0.070
255	0.000	1.000	0.630
259	0.000	1.000	0.530

268	0.000	1.000	0.210
274	0.000	1.000	0.030
280	0.000	1.000	0.190
490	0.000	1.000	0.900
504	0.000	1.000	0.270
506	0.000	1.000	0.060
514	0.000	1.000	0.950
517	0.000	1.000	0.240
524	0.000	1.000	0.090
525	0.000	1.000	0.170
530	0.000	1.000	0.480
533	0.000	1.000	0.680
542	0.000	1.000	1.160
544	0.000	1.000	0.140
552	0.000	1.000	1.470
555	0.000	1.000	0.270
559	0.000	1.000	2.640
561	0.000	1.000	0.680
562	0.000	1.000	0.320
565	0.000	1.000	1.130
567	0.000	1.000	0.540
570	0.000	1.000	0.200
574	0.000	1.000	1.350
577	0.000	1.000	0.070
580	0.000	1.000	2.420
581	0.000	1.000	0.410
586	0.000	1.000	2.230
595	0.000	1.000	0.370
602	0.000	1.000	1.000
606	0.000	1.000	0.870
607	0.000	1.000	0.100
610	0.000	1.000	0.370
613	0.000	1.000	0.010
616	0.000	1.000	0.770
622	0.000	1.000	0.100
623	0.000	1.000	0.040

626	0.000	1.000	0.040
636	0.000	1.000	0.070
883	0.000	1.000	0.060
887	0.000	1.000	0.940
892	0.000	1.000	0.170
895	0.000	1.000	0.100
898	0.000	1.000	0.100
908	0.000	1.000	1.310
909	0.000	1.000	0.870
914	0.000	1.000	0.050
918	0.000	1.000	1.290
919	0.000	1.000	1.090

2. Planning des irrigations du 10/07/89 au 9/07/91

On entre le jour, l'heure de debut, l'heure de fin et l'intensite. L'intensite doit etre en cm/h. Les jours sont comptes depuis le debut de l'annee 1989. Les heures sont celles du jour (Format: I5,3F10.3).

Jour	Debut	Fin	Intensite
190	12.000	22.000	0.158
194	12.000	22.000	0.248
206	12.000	22.000	0.364
238	12.000	22.000	0.248
242	12.000	22.000	0.248
247	12.000	22.000	0.248
253	12.000	22.000	0.248
258	12.000	22.000	0.248
263	12.000	22.000	0.248
267	12.000	22.000	0.248
271	12.000	22.000	0.248
275	12.000	22.000	0.248
279	12.000	22.000	0.248
283	12.000	22.000	0.248
287	12.000	22.000	0.248
323	12.000	22.000	0.364
327	12.000	22.000	0.248
339	12.000	22.000	0.364

343	12.000	22.000	0.248
347	12.000	22.000	0.248
351	12.000	22.000	0.248
355	12.000	22.000	0.248
359	12.000	22.000	0.248
363	12.000	22.000	0.248
367	12.000	22.000	0.248
371	12.000	22.000	0.248
375	12.000	22.000	0.248
379	12.000	22.000	0.248
383	12.000	22.000	0.248
387	12.000	22.000	0.248
391	12.000	22.000	0.248
395	12.000	22.000	0.248
399	12.000	22.000	0.248
403	12.000	22.000	0.248
407	12.000	22.000	0.248
411	12.000	22.000	0.248
415	12.000	22.000	0.248
419	12.000	22.000	0.248
557	12.000	22.000	0.364
561	12.000	22.000	0.158
573	12.000	22.000	0.361
578	12.000	22.000	0.248
584	12.000	22.000	0.248
590	12.000	22.000	0.248
594	12.000	22.000	0.248
598	12.000	22.000	0.248
605	12.000	22.000	0.248
610	12.000	22.000	0.248
614	12.000	22.000	0.248
620	12.000	22.000	0.248
624	12.000	22.000	0.248
628	12.000	22.000	0.248
632	12.000	22.000	0.248
636	12.000	22.000	0.248

640	12.000	22.000	0.248
644	12.000	22.000	0.248
648	12.000	22.000	0.248
652	12.000	22.000	0.248
688	12.000	22.000	0.364
692	12.000	22.000	0.248
705	12.000	22.000	0.364
709	12.000	22.000	0.248
713	12.000	22.000	0.248
717	12.000	22.000	0.248
721	12.000	22.000	0.248
725	12.000	22.000	0.248
729	12.000	22.000	0.248
733	12.000	22.000	0.248
737	12.000	22.000	0.248
741	12.000	22.000	0.248
745	12.000	22.000	0.248
749	12.000	22.000	0.248
753	12.000	22.000	0.248
757	12.000	22.000	0.248
761	12.000	22.000	0.248
765	12.000	22.000	0.248
769	12.000	22.000	0.248
773	12.000	22.000	0.248
777	12.000	22.000	0.248
781	12.000	22.000	0.248
785	12.000	22.000	0.248

**Annexe 4: Analyses chimiques
des extraits de pâtes saturées**
(Barbiero,1994)

Annexes
4. Analyses chimiques

x	y	sodium	calcium	magnésium	potassium	pH
45	-20	7.065	0.161	0.095	0.029	8.54
45	-30	10.648	0.197	0.177	0.038	8.6
45	-40	10.92	0.173	0.174	0.041	8.49
45	-50	13.28	0.211	0.213	0.037	8.65
45	-60	11.74	0.12	0.09	0.025	8.65
45	-70	13.41	0.208	0.09	0.019	8.57
45	-80	11.332	0.11	0.09	0.022	8.65
45	-90	11.423	0.09	0.07	0.02	8.7
45	-100	13.72	0.209	0.095	0.023	8.54
142	-20	10.668	0.274	0.198	0.021	8.4
142	-30	16.776	0.216	0.222	0.026	8.7
142	-40	12.862	0.276	0.223	0.023	8.7
142	-50	11.79	0.201	0.177	0.031	8.45
142	-60	12.713	0.205	0.21	0.029	8.55
142	-70	13.167	0.238	0.218	0.026	8.6
142	-80	11.47	0.2	0.15	0.033	8.75
142	-90	9.939	0.176	0.12	0.028	8.45
142	-100	9.936	0.163	0.12	0.031	8.55
237	-20	5.338	0.204	0.115	0.029	8.25
237	-30	9.416	0.351	0.195	0.035	8.72
237	-40	10.3	0.304	0.187	0.026	8.41
237	-50	9.385	0.327	0.199	0.021	8.35
237	-60	9.638	0.339	0.22	0.029	8.25
237	-70	9.684	0.406	0.235	0.036	8.61
237	-80	11.04	0.341	0.221	0.027	8.16
237	-90	9.509	0.304	0.183	0.023	8.6
237	-100	11.25	0.316	0.22	0.019	8.36
332	-20	1.283	0.621	0.22	0.041	7.54
332	-30	1.597	0.767	0.237	0.045	7.58
332	-40	2.097	0.803	0.218	0.048	7.73
332	-50	1.949	0.84	0.25	0.067	7.81
332	-60	2.713	0.824	0.259	0.074	8.08
332	-70	3.296	1.17	0.308	0.089	8.04
332	-80	4.51	0.95	0.273	0.064	7.98
332	-90	3.902	1.256	0.316	0.076	7.84
332	-100	5.876	1.345	0.366	0.0915	8.64
427	-20	0.852	1.364	0.329	0.065	8.21
427	-30	0.843	1.139	0.257	0.033	8.16
427	-40	1.136	1.688	0.312	0.047	8.16
427	-50	0.942	1.477	0.303	0.052	8.02
427	-60	0.965	1.685	0.638	0.07	8.44
427	-70	1.168	1.526	0.359	0.054	8.1
427	-80	1.195	1.829	0.399	0.03	8.16
427	-90	1.252	1.578	0.39	0.045	8.11
427	-100	1.722	1.817	0.438	0.049	8.57
522	-20	1.107	1.465	0.415	0.062	8.03
522	-30	0.895	1.137	0.251	0.042	8.03
522	-40	0.952	1.411	0.267	0.046	7.99
522	-50	0.706	0.987	0.208	0.072	8.12
522	-60	1.362	1.712	0.312	0.063	8.02
522	-70	1.023	1.56	0.301	0.063	8.17
522	-80	1.112	1.508	0.299	0.058	8.1
522	-90	1.585	1.905	0.413	0.072	8.49
522	-100	1.741	2.401	0.462	0.062	8.51
617	-20	0.99	1.222	0.343	0.052	8.22

x	y	fluorures	chlorures	sulfates	nitrates	phosphates
45	-20	0.421	0.16	0.125	0.008	0.008
45	-30	0.954	0.209	0.469	0	0.011
45	-40	0.812	0.105	0.496	0.015	0.009
45	-50	0.765	0.367	0.625	0.009	0.007
45	-60	0.654	0.155	0.364	0	0.006
45	-70	0.698	0.178	0.44	0.01	0.008
45	-80	0.489	0.11	0.28	0.009	0.007
45	-90	0.371	0.129	0.061	0.009	0.009
45	-100	0.527	0.101	0.037	0.009	0.01
142	-20	0.302	0.171	0.101	0.011	0.038
142	-30	0.856	0.186	0.133	0	0.005
142	-40	1.112	0.151	0.317	0	0.006
142	-50	0.965	0.089	0.541	0	0.007
142	-60	0.784	0.078	0.297	0.013	0.008
142	-70	0.621	0.126	0.284	0.022	0.007
142	-80	0.562	0.238	0.06	0.014	0.008
142	-90	0.603	0.114	0.062	0.011	0.009
142	-100	0.691	0.084	0.032	0.009	0.011
237	-20	0.071	0.139	0.037	0	0.043
237	-30	0.387	0.092	0.062	0	0.044
237	-40	0.526	0.072	0.161	0.009	0.024
237	-50	0.654	0.055	0.143	0.009	0.028
237	-60	0.638	0.099	0.084	0.009	0.031
237	-70	0.621	0.118	0.089	0.009	0.067
237	-80	0.648	0.09	0.083	0.009	0.043
237	-90	0.709	0.071	0.061	0	0.039
237	-100	0.654	0.042	0.039	0	0.032
332	-20	0.041	0.111	0.041	0.009	0.038
332	-30	0.187	0.084	0.032	0.009	0.028
332	-40	0.148	0.066	0.041	0.009	0.032
332	-50	0.265	0.052	0.024	0.009	0.019
332	-60	0.221	0.074	0.034	0.008	0.028
332	-70	0.103	0.087	0.033	0.008	0.029
332	-80	0.065	0.072	0.036	0.009	0.038
332	-90	0.042	0.091	0.042	0.009	0.036
332	-100	0.396	0.072	0.03	0.009	0.023
427	-20	0.021	0.098	0.048	0.016	0.04
427	-30	0.098	0.063	0.042	0.014	0.04
427	-40	0.087	0.054	0.029	0.012	0.019
427	-50	0.065	0.044	0.035	0.012	0.031
427	-60	0.201	0.057	0.031	0.013	0.019
427	-70	0.254	0.04	0.026	0.014	0.023
427	-80	0.299	0.059	0.033	0.013	0.029
427	-90	0.154	0.07	0.034	0.013	0.031
427	-100	0.135	0.065	0.025	0.013	0.026
522	-20	0.074	0.147	0.033	0	0.015
522	-30	0.187	0.121	0.026	0.018	0.02
522	-40	0.169	0.062	0.037	0.02	0.021
522	-50	0.058	0.057	0.039	0.02	0.019
522	-60	0.088	0.086	0.033	0.019	0.023
522	-70	0.136	0.067	0.04	0.013	0.025
522	-80	0.324	0.06	0.029	0.012	0.019
522	-90	0.342	0.059	0.024	0.012	0.018
522	-100	0.368	0.052	0.024	0.012	0.017
617	-20	0.036	0.227	0.053	0.02	0.023

Annexes
4. Analyses chimiques

<i>x</i>	<i>y</i>	<i>sodium</i>	<i>calcium</i>	<i>magnésium</i>	<i>potassium</i>	<i>pH</i>
617	-30	1.122	1.118	0.302	0.0565	8.04
617	-40	0.934	1.386	0.298	0.054	7.95
617	-50	0.941	1.514	0.293	0.065	8.4
617	-60	0.931	1.385	0.276	0.062	8.4
617	-70	0.92	1.38	0.268	0.061	7.95
617	-80	0.879	1.316	0.26	0.068	7.97
617	-90	0.962	1.447	0.287	0.052	8.24
617	-100	1.045	1.769	0.352	0.054	8.52
712	-20	0.915	1.948	0.443	0.066	8.06
712	-30	0.888	1.594	0.338	0.065	8.37
712	-40	0.841	1.951	0.374	0.056	7.83
712	-50	0.998	1.83	0.364	0.069	8.04
712	-60	0.972	1.956	0.372	0.06	8.33
712	-70	1.025	1.854	0.37	0.072	8.08
712	-80	1.18	2.438	0.48	0.082	8.1
712	-90	1.206	2.285	0.475	0.068	8.52
712	-100	1.416	2.441	0.524	0.073	8.15

<i>x</i>	<i>y</i>	<i>fluorures</i>	<i>chlorures</i>	<i>sulfates</i>	<i>nitrites</i>	<i>phosphates</i>
617	-30	0.038	0.077	0.034	0.021	0.022
617	-40	0.085	0.17	0.059	0.009	0.021
617	-50	0.141	0.103	0.039	0.011	0.021
617	-60	0.101	0.053	0.041	0.011	0.019
617	-70	0.203	0.071	0.041	0.01	0.02
617	-80	0.041	0.067	0.041	0.009	0.028
617	-90	0.141	0.047	0.041	0.011	0.024
617	-100	0.152	0.092	0.044	0.032	0.016
712	-20	0.014	0.093	0.045	0.009	0.031
712	-30	0.011	0.07	0.05	0.009	0.029
712	-40	0.015	0.159	0.049	0.008	0.036
712	-50	0.02	0.127	0.048	0.009	0.026
712	-60	0.021	0.089	0.056	0.01	0.034
712	-70	0.033	0.085	0.038	0.008	0.031
712	-80	0.033	0.087	0.038	0.009	0.02
712	-90	0.041	0.077	0.036	0.009	0.022
712	-100	0.07	0.099	0.047	0.009	0.035

Annexe 5: Impact de la dégradation des propriétés physico-chimiques sur la productivité des sols sous irrigation

Les sols à alcali se caractérisent par des valeurs élevées de l'alcalinité et du pH et une dégradation des propriétés physiques par sodisation. Sur ce type de sol, les cultures présentent des troubles manifestes dont les causes et les conséquences ont été analysées sur une culture de maïs pendant la contre-saison 91-92 sur le dispositif expérimental (annexe 1). Les mécanismes d'élaboration du rendement n'ont pas été approfondis. En première approximation, l'évolution des propriétés physico-chimiques liée à l'alcalinisation des sols a directement été mise en relation avec le rendement et les conditions d'alimentation minérale de la culture.

1. Rendement d'une culture de Maïs

Le rendement, exprimé en tonnes de grains par hectare, a tout d'abord été représenté en fonction des deux premiers axes des ACP réalisées à partir des données issues des caractérisations initiales et finales des parcelles élémentaires du dispositif expérimental:

- Le rendement est étroitement corrélé à l'intensité de l'alcalinisation des sols dans les horizons superficiels, représentée par le premier axe de l'ACP initiale (fig.192). Il varie de 0 à 500 kg/ha sur les sols les plus alcalins, à 1.5 à 2.5 t/ha sur les sols les moins alcalins.
- En moyenne, le rendement évolue de 1.7 t/ha sur les sols bruns subarides à 800 kg/ha sur les sols à alcali qui se différencient sur le premier axe de l'ACP finale (fig.193). Il existe néanmoins une importante dispersion des résultats. Sur les sols à alcali, ce phénomène doit être imputé à la forte variabilité des horizons superficiels où le phénomène d'alcalinisation est plus ou moins développé.

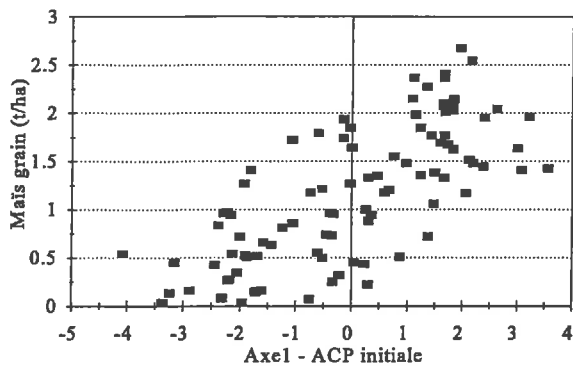


Figure 192: Relation entre le rendement d'une culture de Maïs et le premier axe de l'ACP initial

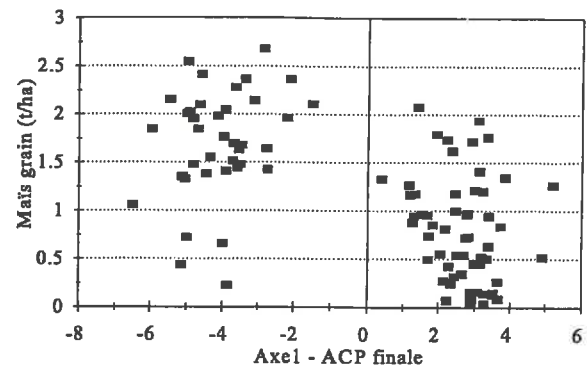


Figure 193: Relation entre le rendement d'une culture de Maïs et le premier axe de l'ACP finale

- Le rendement est apparu indépendant de la texture des horizons superficiels. Afin de mettre en évidence l'importance relative de la dégradation des propriétés physiques et chimiques des sols, ces observations ont été précisées par la représentation du rendement en fonction du pH mesuré *in situ* à 20 cm de profondeur (fig.194) et la capacité finale d'infiltration (fig.195).

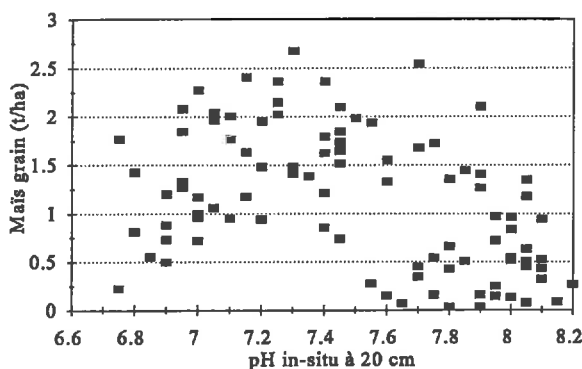


Figure 194: Relation entre le pH in-situ à 20 cm de profondeur et le rendement d'une culture de Maïs

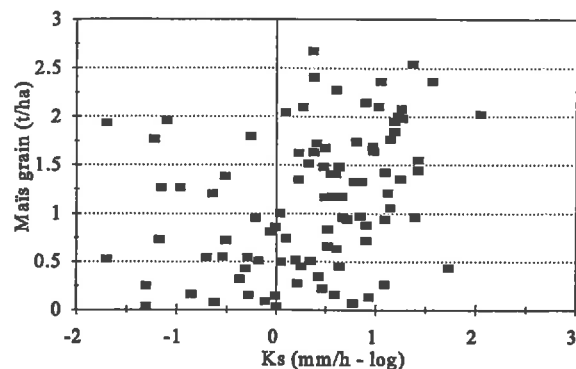


Figure 195: Relation entre la capacité finale d'infiltration (Ks) et le rendement d'une culture de Maïs

- On constate tout d'abord une augmentation du rendement à mesure que le pH s'élève traduisant vraisemblablement une baisse de fertilité sur les sols les plus lessivés correspondant

généralement à l'existence de recouvrements sableux plus épais. Puis, à partir d'un pH *in situ* voisin de 7.5, les rendements s'effondrent brutalement.

- Bien que ces phénomènes soient à priori étroitement liés, la perméabilité du sol ne semble jouer qu'un rôle marginal malgré une légère tendance à l'augmentation des rendements pour les sols les plus perméables.

Le rendement est essentiellement influencé par une augmentation du pH *in situ* pouvant conduire à l'apparition de déséquilibres chimiques et de carences dans l'alimentation minérale des cultures.

2. Alimentation minérale de la culture de Maïs

La levée des plants de maïs est généralement satisfaisante et les premiers symptômes apparaissent environ deux semaines après la levée. Les tâches d'infertilité se manifestent tout d'abord par un moindre développement, puis par une coloration violacée à la base des plants et des nervures principales alors que le reste de la plante conserve une couleur verte soutenue. Localement, l'extrémité puis la bordure des feuilles jaunissent puis se dessèchent. Au fur et à mesure de la croissance de la culture, ce symptôme s'accroît sur les feuilles les plus anciennes qui se dessèchent entièrement et meurent. Dans les zones les plus affectées, les plants meurent en quelques semaines. A proximité, les plants conservent une taille limitée et la croissance en est fortement ralentie.

Dès l'apparition des premiers symptômes, des plants de maïs entiers ont été prélevés sur les 12 parcelles de précédent cultural "témoin" non gypsées du dispositif. La composition minérale des plants en N, P, K, Ca, Mg, S, Fe, Cu, Mn, Zn et B a été analysée. Les résultats ont été ordonnés en fonction de la précocité et de l'intensité des symptômes observés sur les plants restant sur le site du prélèvement. **On observe une diminution de la teneur de la plante en azote, phosphore, potassium et zinc en fonction de la précocité et de l'intensité des symptômes de carence observés. Dans le même temps, il semble n'y avoir aucune corrélation avec les teneurs de la plante en calcium, magnésium, soufre, fer, cuivre, manganèse et Bore.**

2.1. Alimentation minérale en Phosphore

Avec l'aggravation des symptômes de carence, on observe:

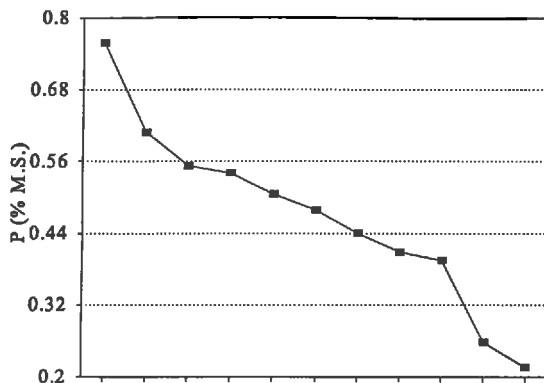


Figure 196: Relation entre la teneur en phosphore de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

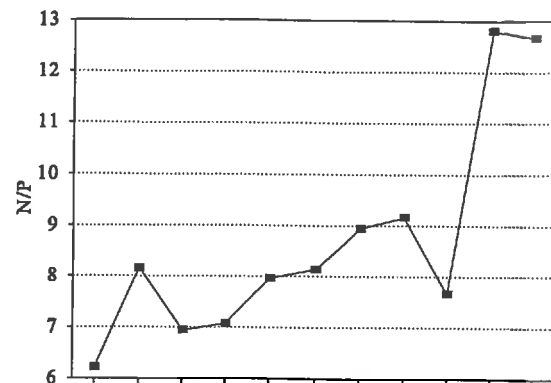


Figure 197: Relation entre le rapport des teneurs en phosphore et azote de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

- Une diminution de la teneur en P, de 0,8% à 0,2% environ (fig.196);
- Une augmentation du rapport N/P qui s'accroît pour les plants les plus affectés (fig.197).

Ces évolutions indiquent que le phosphore doit être considéré comme le principal facteur limitant. Les symptômes de cette carence sur maïs ont été clairement identifiés sur le périmètre de Lossa: "Couleur vert-bleutée ou bronzée du feuillage. Les feuilles de la base sont les premières atteintes et présentent une teinte rouge ou pourpre. Tiges courtes et fines" (Duthil, 1973). Ce constat est par ailleurs appuyé par un certain nombre d'analyses effectuées sur les sols du périmètre:

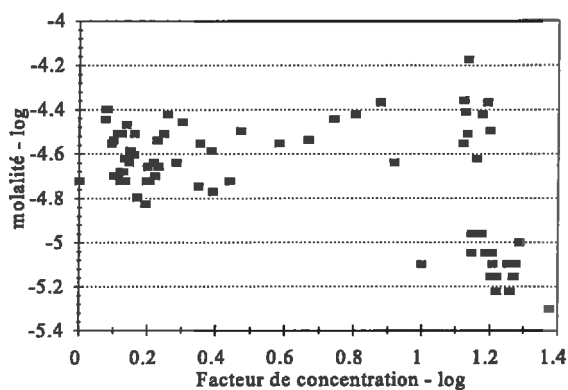


Figure 198: Diagramme de concentration des phosphates dans les conditions naturelles

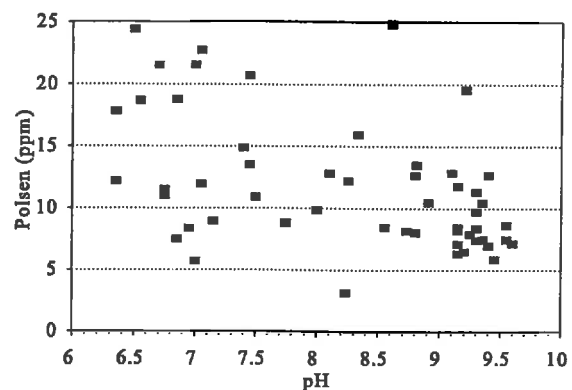


Figure 199: Relation entre le pH et le phosphore assimilable (méthode olsen)

- Le diagramme de concentration des phosphates (fig.198) étudié dans les conditions naturelles à partir des analyses effectuées par Barbiero (1994), montre que la molalité en phosphates diminue lorsque la solution se concentre. Cela traduit donc un contrôle des phosphates lors du processus d'alcalinisation. Il peut être attribué à une précipitation des phosphates qui deviennent moins solubles à pH élevé en raison d'une augmentation du rapport PO_4^{3-}/HPO_4^{2-} .

- L'analyse du phosphore assimilable par la méthode Olsen sur les parcelles d'expérimentation (fig.199) montre par ailleurs une diminution du phosphore assimilable lorsque le pH augmente.

A mesure que le pH augmente, la solubilité des phosphates diminue affectant sa disponibilité et l'alimentation minérale des cultures dès les premiers stades de croissance.

2.2. Alimentation minérale en Azote

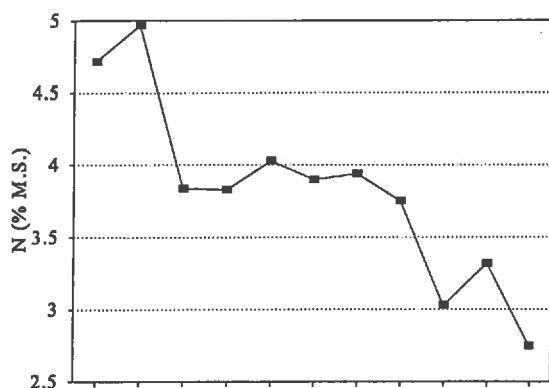


Figure 200: Relation entre les teneurs en azote de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

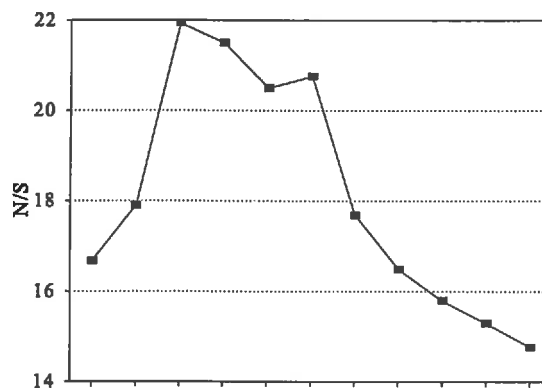


Figure 201: Relation entre le rapport des teneurs en azote et soufre de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

Avec l'aggravation des symptômes de carence, on observe:

- Une diminution de la teneur en N dans la plante (fig.200). Cette diminution, de 5% à 3% environ, intervient dans des proportions sensiblement inférieures à celle du phosphore. Ce phénomène s'illustre par une augmentation quasi-continue du rapport N/P (fig. 170);
- Une diminution continue du rapport N/S dans la plante (fig.201) lorsque les symptômes sont les plus nets. Cette évolution met en évidence des conditions d'alimentation azotée plus défavorables sur les sols alcalins. A l'inverse, les conditions d'alimentation azotée pendant les premiers stades de croissance apparaissent satisfaisantes pour une bonne moitié des échantillons les moins affectés.

Les symptômes observés concernant le dessèchement de l'extrémité puis de la bordure des feuilles peuvent traduire l'influence d'une déficience dans l'alimentation azotée. Ces observations ont pu être argumentées par l'étude de la matière organique et de l'azote dans les sols du dispositif expérimental.

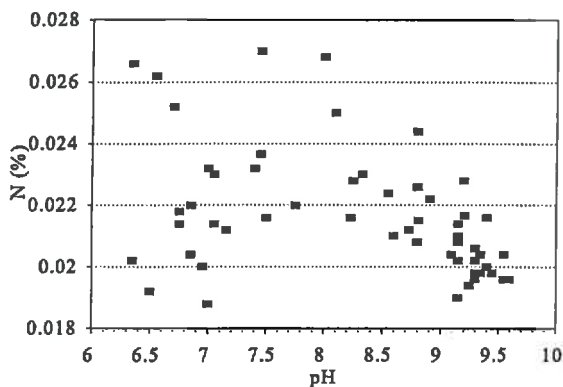


Figure 202: Relation entre l'azote totale et le pH

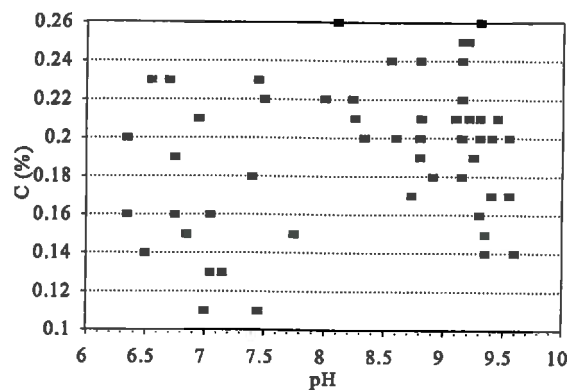


Figure 203: Relation entre le carbone total et le pH

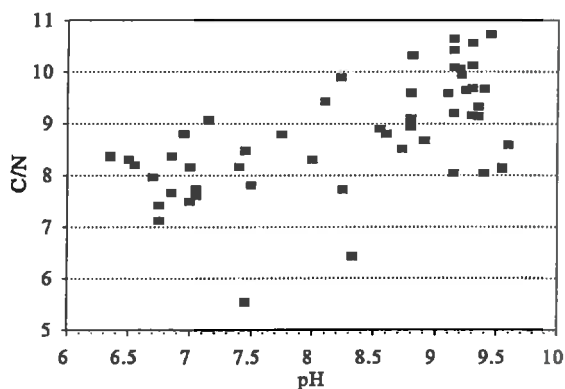


Figure 204: Relation entre le rapport C/N et le pH

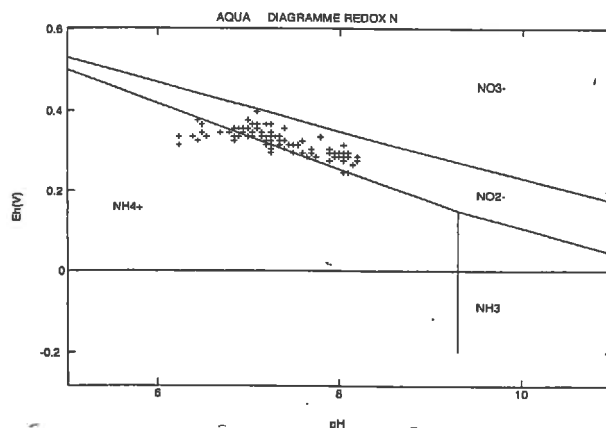


Figure 205: Représentation des valeurs de pH et de potentiel redox in situ dans le diagramme redox de l'azote (Pourbaix, 1963)

Dans les sols, on note:

- Une diminution de la teneur en azote totale (fig.202) avec l'augmentation de l'alcalinité;
- Une diminution de la teneur en matière organique (fig.203) qui pourrait être liée à une moindre végétalisation des sols à alcali dans les conditions naturelles, puis sous irrigation;
- Une augmentation du rapport C/N (fig.204) qui met en évidence des conditions moins favorables à la minéralisation de la matière organique sur les sols à alcali.

• Le pH et le potentiel redox mesurés *in situ* ont été représentés sur le diagramme de Pourbaix (1963) de l'azote (fig.205). Il indique que le potentiel d'oxydoréduction du sol est contrôlé par un processus de dénitrification biologique sur toute la gamme de pH observé. Cette dénitrification ne peut être imputée qu'aux propriétés physiques défavorables et à l'asphyxie qui en résulte. Celle-ci intervient bien avant la réduction du fer qui peut être observée sur ces sols sous la forme d'une coloration grise des agrégats à l'état humide. La volatilisation de l'azote sous forme ammoniacal en pH alcalin peut aussi conduire à des pertes d'azote (et une neutralisation d'alcalinité). Les pH mesurés plafonnent autour de pH 8.0 à 20 et 40 cm de profondeur. Néanmoins, on peut s'attendre à ce qu'il atteigne des valeurs plus élevées en surface dès lors que la $p\text{CO}_2$ tend vers un équilibre avec la $p\text{CO}_2$ atmosphérique. Dans ces conditions, les pertes d'azote sous forme ammoniacal sont susceptibles d'influencer, sur les sols les plus alcalins, un bilan azoté déjà déficitaire.

Sur les sols à alcali, les taux de matière organique sont faibles; les conditions réductrices inhibent sa minéralisation et favorisent les pertes d'azote par dénitrification qui contrôle l'évolution du potentiel redox; l'augmentation du pH favorise la volatilisation de l'azote sous forme ammoniacale. Ces conditions conduisent à une déficience dans l'alimentation azotée des cultures.

2.3. Alimentation minérale en Potassium

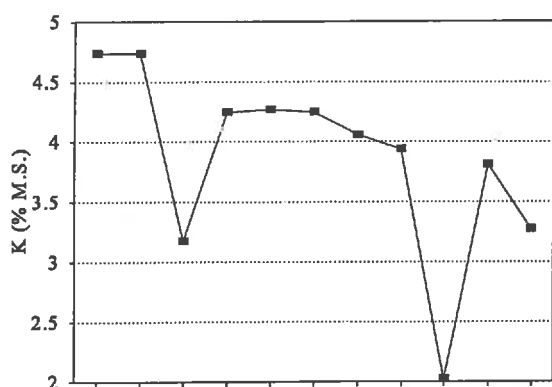


Figure 206: Relation entre les teneurs en potassium de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

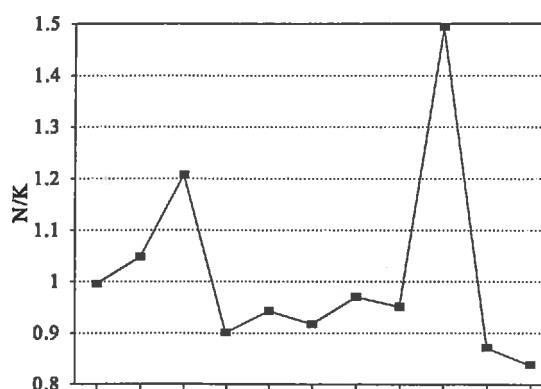


Figure 207: Relation entre le rapport des teneurs en azote et potassium de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

Avec l'aggravation des symptômes de carence on observe:

- Une diminution de la teneur en potassium dans la plante de 4.5% à 3.5% (fig.206);
- Une diminution modérée du rapport N/K (fig. 207).

Une éventuelle déficience potassique apparaît de moindre importance que les problèmes d'alimentation en phosphore et en azote. Néanmoins, on observe dans le même temps, une diminution du rapport K/Mg et l'apparition de teneur en magnésium élevée, supérieur à 0.4%, confortant l'hypothèse d'une déficience. Il est possible qu'un prélèvement très précoce des plants analysés n'ait pas permis l'expression de cette carence alors que les besoins potassiques n'augmentent que plus tardivement. Cette hypothèse est par ailleurs confortée par les différentes analyses précédemment présentées qui montrent une diminution des teneurs en potassium, à la fois en position échangeable ou dans la solution du sol, lorsque l'alcalinité augmente. Cette déficience pourrait être aussi liée à un antagonisme avec l'absorption de sodium qui devient alors très abondant dans la solution du sol. Une telle déficience en potassium a été mise en évidence par Barbiero (1994) sur une culture de bourgou sur le périmètre de Lossa.

Une déficience dans l'alimentation potassique des cultures est probable mais ne s'exprime que modérément pendant les premiers stades de développement de la culture.

2.4. Alimentation minérale en Zinc

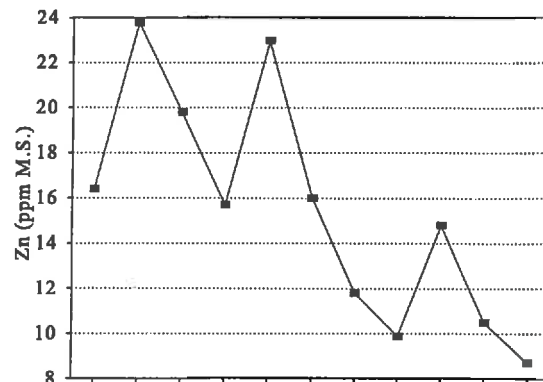


Figure 208: Relation entre les teneurs en zinc de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés

La décroissance des teneurs en Zinc et l'obtention de valeurs inférieures à 16 ppm dans la plante (fig.208) rendent probable une déficience en zinc sur les sols les plus alcalins (Mehrotra *et al.*, 1986). Ces observations s'expliquent par une diminution attendue de la molalité du zinc en solution à mesure que le pH s'élève. Dans ces conditions le zinc, pour lequel il n'existe pas de forme réduite, se distingue des autres oligo-éléments. En effet, lorsque le pH s'élève, le potentiel d'oxydoréduction diminue et le passage des autres métaux sous une forme réduite plus soluble compense en partie la perte de solubilité liée à l'augmentation du pH.

On observe une carence en zinc, couramment décrite sur les sols à alcali.

2.5. Vérification

Ces observations ont été vérifiées par l'étude de l'influence de différents apports complémentaires en azote, phosphore, potassium et zinc sur les performances d'une culture de maïs dans le cadre d'un dispositif expérimental en bloc de Fisher à 5 répétitions. Le site d'expérimentation est situé sur le casier F du périmètre de Lossa dont les sols modérément alcalins, sont cultivés sous irrigation depuis environ 10 ans. Les différents traitements ont consisté en l'apport complémentaire de 100 kg/ha d'urée; 200 kg/ha de Super Phosphate Simple; 100 kg/ha de KCl; ou 50 kg/ha de ZnSO₄, en complément d'une fumure témoin de 90-45-45-0 (N-P-K-Zn).

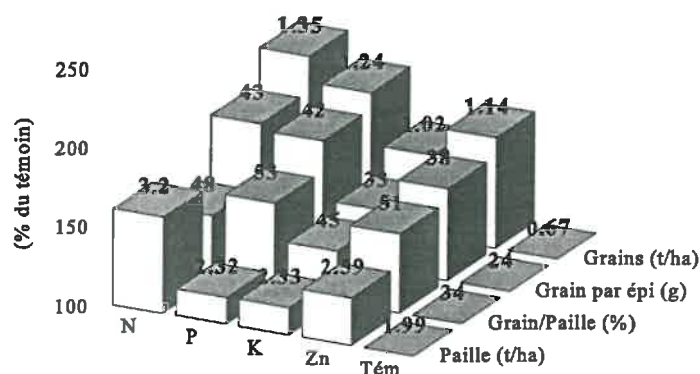


Figure 209: Influence sur les composantes du rendement d'un apport complémentaire en N, P, K et Zn

On n'observe pas de différences significatives (seuil de 5%) entre les traitements dues à une forte variabilité des sols. Néanmoins, les effets de ces différents apports est sensible quelles que soient les variables étudiées (fig.209):

- Influence forte d'un apport d'azote, notamment sur la croissance végétative;
- Influence forte d'un apport complémentaire de phosphore, essentiellement sur la production de grains;
- Influence d'un apport de Zinc, sensible à toutes les phases d'élaboration du rendement;
- Influence plus modérée du potassium à toutes les phases d'élaboration du rendement.

Ces observations confortent l'hypothèse de déficiences en azote, phosphore, zinc et, dans une moindre mesure, potassium dans l'alimentation minérale des cultures sur les sols à alcali du périmètre de Lossa. Ces résultats nécessitent une confirmation sous la forme d'une analyse agronomique approfondie permettant de dissocier et de hiérarchiser l'influence de ces différents facteurs.

Annexe 6: Recommandations sur la gestion des sols des terrasses du fleuve Niger (périmètres de Lossa et Sona)

Les sols du périmètre de Lossa se décomposent en deux formations entre lesquelles le contact est généralement abrupt et qui se distinguent nettement par leurs propriétés physico-chimiques. Les sols bruns subarides ont été lessivés dans les conditions naturelles ; leur pH est modérément alcalin et leurs propriétés physiques ne sont pas dégradées même s'il peut subsister des agrégats compacts en position intermédiaire dans le profil. Les sols à alcali sont issus d'une redistribution et d'une concentration du caractère alcalin dû au fonctionnement hydrologique du milieu dans les conditions naturelles ; leur pH est alcalin et leurs propriétés physiques sont dégradées par sodisation bien que les horizons superficiels soient partiellement épargnés. Ces propriétés défavorables conduisent à un effet dépressif important sur la production agricole.

Sous l'éclairage des résultats obtenus, différentes recommandations peuvent être formulées sur les différents aspects que sont l'amélioration de la productivité de ces sols, la prévention de la dégradation des sols par alcalinisation et la réhabilitation des sols à alcali.

1. Amélioration de la productivité des sols

Les sols bruns subarides ne posent pas de problèmes majeurs d'un point de vue physique ou géochimique même si leur fertilité doit être améliorée dans un contexte d'intensification des systèmes de culture sous irrigation. Les interventions envisageables faisant appel à un recours accru à la fumure organique et minérale, mais aussi à une amélioration des performances de l'irrigation, ne seront pas développées.

Si la dégradation des propriétés physiques est une contrainte importante pour la mise en valeur des sols à alcali, elle n'est pas apparue comme le principal facteur limitant de la production agricole qui a été identifiée comme liée à une augmentation du pH *in situ*. Cette augmentation du pH conduit à l'apparition de déficiences dans l'alimentation minérale des cultures en phosphore et zinc, mais aussi en azote et, dans une moindre mesure, en potassium.

Les résultats obtenus montrent que différentes voies doivent être simultanément prospectées pour l'amélioration de la productivité des sols à alcali:

□ Une **augmentation de la pCO₂** qui provoque une diminution du pH *in situ* et une augmentation de la disponibilité des éléments fertilisants. A l'exemple du bourgou, elle peut être obtenue par la production de biomasse et l'accroissement de l'activité biologique des sols sous irrigation. L'apport de matière organique pourrait jouer un rôle équivalent qui n'a pas été testé au cours de cette expérimentation. A l'inverse, lorsque la production de biomasse est faible (exemple du précédent cultural "riz"), le pH *in situ* s'élève et le rendement en est fortement affecté. Mais cette production de biomasse conduit aussi à une augmentation des exportations minérales par les cultures qui peut conduire, à l'exemple du précédent cultural "bourgou", à un effet dépressif sur le rendement. La fertilisation minérale (ou organique) doit par conséquent être sensiblement augmenté pour tirer effectivement partie de la bonification des sols.

□ Un **accroissement du lessivage** permettant de réduire l'alcalinité dans les horizons superficiels. Les modalités actuelles de gestion de l'irrigation doivent pour cela être modifiées de façon à augmenter les doses ou la fréquence des irrigations. Ces modifications permettront en outre d'assurer une alimentation hydrique plus satisfaisante des cultures, notamment pendant la contre-saison sèche.

□ L'apport de gypse permet de réduire l'alcalinité dans les horizons superficiels. Mais son effet est rapidement neutralisé après quelques saisons de culture. Dans ces conditions, la rentabilité d'une telle intervention est insuffisante.

□ Enfin, l'utilisation d'engrais acidifiant doit être privilégiée.

D'un point de vue pratique, les résultats obtenus n'ont pas montré d'amélioration sensible de la productivité de ces sols. On peut alors légitimement s'interroger sur la rentabilité d'une mise en valeur de ces formations aux propriétés si défavorables. Les paysans des périmètres de Lossa et Sona ont rapidement abandonné ces sols qu'ils connaissent parfaitement sous le nom de *gangani*.

Seule la culture du bourgou est parvenue à obtenir des bons résultats agronomiques. Les rendements sont plus élevés sur les sols à alcali que sur les sols bruns subarides. Ce résultat doit être attribué à la faible perméabilité de ces sols qui permet de maintenir une lame d'eau en surface alors qu'elle disparaît rapidement sur les sols plus perméables. De plus, cette culture ne semble pas souffrir de problèmes d'alimentation minérale. On peut supposer que l'influence de la submersion et la forte production de biomasse par cette culture ont permis une réduction de l'alcalinité, une augmentation de la pCO₂ et une réduction du pH *in situ*.

2. Prévention de la dégradation des sols

En fonction des modalités actuelles de gestion de l'irrigation, le processus d'alcalinisation des sols progressent sur les sols bruns subarides du périmètre de Lossa. Les

résultats montrent que cette évolution est lente. Néanmoins elle conduit à une augmentation progressive de l'alcalinité et pourrait induire, à échéance de 25 ans ou 50 campagnes de culture, une dégradation des propriétés physiques par sodisation. Cette dégradation est susceptible d'accélérer le processus dont la réversibilité serait alors remise en cause. Pour pallier ces évolutions, l'accroissement des doses d'irrigation et du lessivage est indispensable.

Les sols à alcali sont encore plus sensibles à une dégradation secondaire sous irrigation dans la mesure où leur perméabilité est faible. De plus aucun mécanisme géochimique n'est susceptible d'intervenir pour tamponner une évolution déjà largement engagée. La dégradation, notamment des horizons superficiels, sera beaucoup plus rapide, comme le démontre l'évolution actuelle des sols du périmètre de Lossa où on observe, après une dizaine d'année de culture sous irrigation, une extension des tâches d'infertilité.

En fonction de la qualité des eaux d'irrigation relativement concentrées et des mécanismes géochimiques mise en évidence, le phénomène de dégradation est susceptible de s'accélérer à partir d'un niveau de concentration de la solution du sol moins de dix fois supérieure à la concentration de l'eau d'irrigation. Cela impose donc une fraction de lessivage importante et une très forte augmentation des apports d'eau d'irrigation pour s'affranchir des problèmes de dégradation. L'augmentation de la pCO_2 en conduisant à une augmentation de la solubilité des différents minéraux qui contrôlent l'évolution de la solution du sol peut permettre d'améliorer l'efficacité du lessivage. Sur les sols bruns subarides, les propriétés physiques des sols ne sont pas un facteur limitant par rapport au lessivage. Sur les sols à alcali, leur très faible perméabilité nécessiter la mise en oeuvre préalable de techniques d'amélioration foncière (cf. Paragraphe suivant).

3. Réhabilitation des sols à alcali

La réhabilitation des sols correspond à une logique différente d'amélioration foncière des sols où la rentabilité des investissements réalisés doit être envisagée à beaucoup plus long terme. En ce sens, elle se distingue d'une simple amélioration à court terme de leur productivité.

Après deux années d'expérimentation, aucune amélioration probante des propriétés physico-chimiques des sols à alcali n'a été obtenue. Cet échec relatif peut être imputé à deux causes principales :

□ L'étude des mécanismes géochimiques d'alcalinisation des sols a mis en évidence un certain nombre de processus qui tamponnent l'évolution de la solution du sol à travers des mécanismes d'échange cationique et de précipitation de minéraux argileux. Ces phénomènes sont susceptibles d'intervenir pour ralentir la dégradation des sols, mais aussi pour s'opposer durablement à leur réhabilitation.

□ L'application des techniques "améliorantes" n'a été poursuivie que pendant une courte période d'environ 8 mois qui s'avère insuffisante pour induire une bonification sensible des propriétés physico-chimiques de ces sols.

Néanmoins, l'influence de ces différentes techniques a pu être évaluée en fonction de leur capacité à accroître la lixiviation des solutés nécessaire à la réhabilitation de ces sols :

□ Le **gypsage** contribue à neutraliser une partie de l'alcalinité potentielle dans les horizons superficiels. Mais en raison du pouvoir tampon exercé par le sol, cela ne se traduit que par une amélioration de la perméabilité des horizons superficiels. De le même temps, le sodium est vraisemblablement réadsorbé dans les horizons sous-jacents et conduit à une diminution de leur perméabilité. Le gypsage contribue à une amélioration à court terme des propriétés physico-chimiques mais semble avoir un effet négatif sur l'efficacité à terme du lessivage.

□ L'amélioration de la perméabilité des horizons sous-jacents ne semble possible que grâce à la fracturation de ces agrégats particulièrement compacts par un **sous-solage** ou par d'autres techniques équivalentes que l'on suppose avoir reproduites lors du creusement des fossés de drainage. Outre une augmentation globale de la perméabilité, cette fracturation permet d'accélérer la diffusion des solutés des agrégats vers les zones de circulation de l'eau.

□ L'effet direct du **drainage** sur la lixiviation des sels n'a pas pu être observé suite à la compaction des horizons superficiels par les engins utilisés.

□ Si la **submersion** quasi-continue des parcelles apparaît nécessaire pour assurer un lessivage suffisant de ces sols très peu perméables, l'influence d'une **culture de bourgou** est plus difficile à analyser. Elle conduit simultanément à :

- Une amélioration de la structure et de la perméabilité des horizons superficiels et des zones de circulation sous l'influence de son puissant système racinaire fasciculé, à l'exclusion qui agrégats compacts qui ne sont pas pénétrés;
- Une augmentation de la $p\text{CO}_2$, une dissolution des minéraux qui contrôlent la solution du sol et une amélioration de l'efficacité du lessivage.

Mais ces effets très favorables disparaissent rapidement après enlèvement de la culture. On observe même une diminution de la perméabilité qui a été attribuée à une réadsorption de sodium issu:

- Des horizons superficiels; ou:
- De la dissolution des minéraux argileux sous l'influence d'une augmentation de la $p\text{CO}_2$.

L'efficacité d'une culture de bourgou ne peut être garantie que si elle est maintenue de façon continue et fertilisée en quantité suffisante.

4. Conclusions

En l'état actuel des connaissances et en fonction des moyens dont disposent les agriculteurs concernés par ces aménagements, il semble plus raisonnable d'abandonner la mise en valeur des sols à alcali. Dans la mesure où ils seraient néanmoins intégrés dans les aménagements hydroagricoles, la production fourragère de bourgou apparaît comme une voie privilégiée permettant à la fois de valoriser l'utilisation de ces sols et d'assurer une certaine amélioration de leurs propriétés sous l'influence de la culture : influence du système racinaire sur la structure, augmentation de la pCO_2 et du lessivage sous submersion. Son efficacité serait vraisemblablement améliorée par une fracturation préalable des agrégats les plus compacts par un sous-solage ou toute autre technique équivalente.

La priorité doit être donnée à la prévention de la dégradation des sols bruns subarides qui ne peut être obtenue sans une augmentation importante des doses d'irrigation et du lessivage.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Abo-Rady, M.D.K., O. Duheesch, M. Khalil et A.M. Turjoman, 1988. Effect of elemental sulphur on some properties of calcareous soils and growth of date palm seedlings. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 2:121-130

Abu-Sharar, T.M., F.T. Bingham et J.D. Rhoades, 1987. Reduction in hydraulic conductivity in relation to clay dispersion and disaggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:342-346

Agasi, M., I. Shainberg et J. Morin, 1981. Effect of electrolyte concentration and soil sodicity on infiltration rate and crust formation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:848-851

Aharoni, C., D.L. Sparks, S. Levinson et I. Ravina, 1991. Kinetics of soil chemical reactions: relation between empirical equations and diffusion models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:1307-1312

Al Droubi A., 1976. Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Sciences géologiques*, mémoire 46:177 p., Université Louis Pasteur, Strasbourg

Al Droubi A., 1980. Generalized residual alkalinity concept: application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. *Am. J. Sci.*, 280, 560-572

Allison, F.E., 1968. Soil aggregation. Some fact and fallacies as seen by a microbiologist. *Soil Science* 106:136-143

André, J.P., 1970. Isothermes d'échange ionique sur les sols et réseaux de concentration. *Ann. Agron.* 21(6):703-724

Argersinger, W.J., A.W. Davidson et O.D. Bonner, 1950. Thermodynamics and ion exchange phenomena. *Trans. Kansas Acad. Sci.* 53:404-410

Armstrong, A.S.B. et T.W. Tanton, 1992. Gypsum applications to aggregated saline-sodic clay topsoils. *Journal of Soil Sci.* 43:249-260

Audry, P., 1973. Perméabilité, méthode Müntz (fiche technique). *Dynam. Act.* 07/93

Aventurier, A., P. Fallavier, J. Ducloux, Y. Guero et S. Valet, 1993. Cation exchange

isotherms applied to the study of salt-affected soils. Soumis à *Soil Sci. Soc. Am. J.*

Bar-tal, A., D.L. Spartks, J.D. Pesek et S. Feigenbaum, 1990. Analyses of adsorption kinetics using a stirred flow chamber: 1. Theory and critical tests. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:1273-1278

Barbiero, L., 1990. Contribution à l'amélioration foncière des terrasses du fleuve Niger, périmètre de Lossa et Sona. *Mémoire DAA, ENSA Toulouse*, 93 p.

Barbiero, L., 1994. Les sols alcalinisés sur socle dans la vallée du fleuve Niger. Origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation. *Thèse de doctorat, ENSA de Rennes*, 209 p.

Barbiero, L. et J. Berrier, 1994. Mise en évidence d'une désalcalinisation naturelle des sols en région tropicale. Transformation de sols alcalins en sols bruns subarides dans un bas-fond sahélien du Niger. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.319, série II: 659-665

Baret, F., 1987. Contribution au suivi radiométrique des cultures des céréales. *Thèse de doctorat, Orsay Paris-sud*, 181 p.

Barker, J.A., 1985. Block-geometry functions characterizing transport in densely fissured media. *J. Of Hydrol.* 77:263-279

Berner, R.A., 1971. Principles of chemical sedimentology. PcGraw-Hill Inc., New-York, pp. 34-37

Bertrand, R., 1981. Sols salsodiques et cultures irriguées avec des eaux salines. *Doc. IRAT*, 33p.

Bertrand R., 1991. Alcalinisation et sodisation des sols. In: *Keita B., Kounkandi B., Dioni L., éd. Etude morphopédologique du Kala inférieur*. Rapport IER: 75 p., 6 cartes, annexes: 300p.

Bertrand R., Keita B. et N'Diaye K., 1993. La dégradation des sols des périmètres irrigués des grandes vallées sud-sahariennes (cas de l'office du Niger). *Cahiers agriculture* 2:318-29.

Beven, K. et P. German, 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resour. Res.* 18(5):1311-1325

Billot, J.F., 1982. Les applications agronomiques de la pénétrométrie à l'étude de la structure des sols travaillés. *Sci. du Sol*, 3:187-202

Bole, J.B., 1986. Amelioration of a calcareous solonetzic soil by irrigation, deep ripping, and acidification with elemental sulfur. *Can J. Soil Sci.* 66:347-356

Bolt, G.H., 1982. Movement of solutes in soil: Principles of adsorption/exchange chromatography. P.285-348. In *G.H. Bolt (ed.). Soil chemistry. B. Physico-chemical models*. Elsevier, Amsterdam

Bourrié G., 1976. Relations entre le pH, l'alcalinité, le pouvoir tampon et les équilibres de CO₂

dans les eaux naturelles. *Science du sol*,3:141-159

Bouteyre G., 1986. Quelques observations sur les facteurs à prendre en compte dans l'élaboration des projets et la gestion pratique. *AFEID, C.R. Séminaire Drainage et salinité*, Montpellier,29 Sept.-1 Oct.,153-162

Bozza, J.L. et G. Boyer, 1988. Mise en valeur hydro-agricole des terrasses du fleuve Niger. Bilan des deux premières années d'expérimentation-développement. *Rapport ONAHA/FAC*, Niamey (Niger)

Bozza, J., 1989. Mise en valeur hydro-agricole des terrasses du fleuve Niger. Rapport final volet recherche. *Doc. ONAHA*, Niamey (Niger)

Bresler, E., B.L. McNeal et D.L. Carter, 1982. Saline and sodic soils. Principles, Dynamics, Modeling. Ed. Springer Verlag, Berlin, Helderberg, New-York,236 p.

Brusseau, M.L. et P.S.C. Rao, 1990. Modeling solute transport in structured soils: a review. *Geoderma* 46:169-192

Casenave, A. et C. Valentin, 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. *ORSTOM ed., coll. Didactiques*, 226 p.

Charlaix, E., J.P. Hulin et T.J. Plona, 1987. Experimental study of tracer dispersion in sintered glass porous materials of variable compaction. *Phys. Fluids*, 30(6),1690-1698

Chaudry, G.H. et B.P. Workentin, 1968. Studies on exchange of sodium from soils by leaching with calcium sulphate water. *Soil Sci.* :-?

Chernet, T. et Y. Travi, 1993. Preliminary observations concerning the genesis of high fluoride contents in the ethiopian rift, pp. 651-655. In *U. Thorweihe and H. Schandelmeier, eds., Geoscientific Research in the northeast Africa*, Balkema, Rotterdam

Cheshire, M.V., G.P. Sparling et C.M. Mundie, 1983. Effect of periodate treatment of soil on carbohydrate constituents and soil aggregation. *Journal of Soil Science* 34:105-112

Chevery C., 1974. Contribution à l'étude pédologiques des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans les sédiments argileux et organiques. *Th. Doct. Es Sci., Strasbourg*, 257 p.

Cook, F.J., 1994. Effects of gypsum slotting on the hydraulic properties of a red-brown earth. *Soil & Tillage Res.* 28:239-252

Dandurand, J.L., J. Mizele, J. Schott, F. Bourgeat, V. Vallès, et Y. Tardy, 1982. Premiers résultats sur la solubilité de la silice amorphe dans les pores de petite taille. Variation du coefficient d'activité de la silice en fonction de l'activité de l'eau. *Sciences géologiques, mémoire* 35:71-79, université Louis Pasteur, Strasbourg.

- Darragi, F. et Y. Tardy, 1987.** Authigenic trioctahedral smectites controlling alkalinity, silica and magnesium concentrations in alkaline lakes. *Chemical geology* 63:59-72
- Davidson, J.L. et J.P. Quirk, 1961.** The influence of dissolved gypsum on pasture establishment on irrigated sodic clays. *Aust. J. Agric. Res.* 12:100-110
- Debye, P. et E. Hückel, 1923.** Zur theory der Electrolyten, I. *Physikalische Zeitung* (Leipzig) 24:185-208,305-325
- Deist, J. et O. Talibudeen, 1967.** Ion exchange in soils from the ion pairs K-Ca, K-Rb, K-Na. *J. Soil Sci.* 18:125-137. Thermodynamics of K-Ca ion exchange in soils. *J. Soil Sci.* 18:138-148
- DeSmedt, F. et P.J. Wierenga, 1984.** Solute transfer through columns of glass beds. *Water Resour. Res* 20(2):226-232
- Doorenbos, J., et W.O. Pruitt, 1975.** Les besoins en eau des cultures. *Bulletin FAO d'irrigation et de drainage* n°24, Rome, 114 p.
- Dosso, M., 1980.** Géochimie des sols salés et des eaux d'irrigation. Aménagement de la basse vallée de l'Euphrate en Syrie. *Thèse de Doct. Ing., INP Toulouse*, 181 p.
- Duthil, J., 1973.** Eléments d'écologie et d'agronomie (tome III). J.B. Baillière ed., 654 p.
- Eaton F.M., 1950.** Significance of carbonates in irrigation waters. *Soil science*, 69:123-133
- Elrick, D.E., et W.D. Reynolds, 1992.** Methods for analyzing constant-head permeameter data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:320-323
- El-Swaify, S.A., 1976.** Changes in the physical properties of soil clays due to precipitated aluminium and iron hydroxides. II. Colloidal interactions in the absence of drying. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 40:516-520
- Emerson, W.W., 1984.** Soil structure in saline and sodic soils. In: *I. Shainberg, and J. Salhevet (eds), Soil salinity under irrigation. Processes and management*, pp.65-76, Springer-Verlag, New-york
- FAO, 1990.** An international action programme on water and sustainable agricultural development. A strategy for the implementation of the Mar del Plata action plan of the 1990s. Rome (Italy)
- Féau, 1976.** Etude pédologique des périmètres de Lossa et Sona. *Doc. INRAN/GERDAT*
- Feddes, R.A., P.J. Kowalik et H. Zaradny, 1978.** Simulation of water use and crop yield. Simulation Monograph. *Pudoc, Wageningen, Pays-Bas*, 189 p.
- Felhendler, R., I. Shainberg et H. Frenkel, 1974.** Dispersion and hydraulic conductivity of soils

in mixed solutions. *Trans. 10th Int. Congr. Soil Sci.* 1:103-112

Fortun, A., C. Fortun, et C. Ortega, 1989. Effect of farmyard manure and its humic fractions on the aggregate stability of a sandy-loam soil. *Journal of Soil Science* 40:293-298

Frenkel, H., Z. Gerstl et N. Alperovitch, 1989. Exchange-induced dissolution of gypsum and the reclamation of sodic soils. *Journal of soil science* 40:599-611

Frenkel, H., J.O. Goertzen et J.D. Rhoades, 1978. Effect of clay type and content, ESP, and electrolyte concentration of clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42:32-39

Fried, J.J. et M.A. Combarous, 1971. Dispersion in porous media. *Advances in hydroscience* 7:169-282

Fritz, B., 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Sciences géologiques, Mémoires, Strasbourg* 41:152

Fritz, B., 1981. Etude thermodynamique et modélisation hydrothermales et diagénétiques. *Sciences géologiques, Mémoires, Strasbourg* 65:197

Gac J.Y., A. Al Droubi, B. Fritz et Y. Tardy, 1977. Geochemical behavior of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. *Chemical geology*, 19:215-228

Gac, J.Y., 1979. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. *Thèse de doctorat, ULP Strasbourg*, 249 p.

Gaines, G.L. et H.C. Thomas, 1953. Adsorption studies on clay minerals:II. A formulation of the thermodynamics of exchange adsorption. *J. Chem. Phys.* 21:714-718

Gallaire, 1986. Le Niger à Kandadji: synthèse des études. *Doc. ORSTOM*, 152 p.

Gallali T., 1980. Transferts sels-matière organique en zones arides méditerranéennes. *Thèse de Docteur ingénieur, Université Nancy 1*, 202 p.

Gapon, E.N., 1933. On the theory of exchange adsorption in soils. *J. Gen. Chem. USSR* (Eng. Transl.) 3:144-163

Gardner, W.R., 1958. A steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation of a water table. *Soil Sci.* 85(4):228-232

Gaston, L.A. et H.M. Selim, 1990. Transport of exchangeable cations in a aggregated clay soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:31-38

Gaudet, J.P., H. Jégat, G. Vachaud et P.J. Wierenga, 1977. Solute transfer with exchange

between mobil and stagnant water, through unsaturated sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:665-672

Gaudet, J.P., 1978. Transfert d'eau et de solutés dans les sols non-saturés. Mesures et simulation. Thèse de doctorat, Université de Grenoble

Gavaud, M., 1965. Etude pédologique du Niger occidental. *Doc. ORSTOM*, Dakar, 2 t., 513 p.

Gavaud, M. et R. Boulet, 1967. Carte pédologique de reconnaissance de la république du Niger. *Doc. ORSTOM, Dakar*

Gavaud, M., 1977. Les grands traits de la pédogénèse au Niger méridional. *Trav. Doc. ORSTOM* 76:102 p.

Goldberg, S. et H.S. Forster, 1990. Flocculation of reference clays and arid-soil clays. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54:714-718

Gonzalez-Barrios, J.L., 1992. Eau d'irrigation et salinité des sols en zone aride mexicaine. Exemple de la "Comarca Lagunera". *Thèse de Doctorat, USTL Montpellier*, 316 p.

Green, R.S.B., A.M. Posner et J.P. Quirk, 1978. A study of the coagulation of montmorillonite and illite suspension by CaCl_2 using the electron microscope. p. 35-40. In: *W.W. Emerson, R.D. Bond, and A.R. Dexter (ed.) Modification of soil structure*. John Wiley and son. New-York.

Guedarri M., 1984. Géochimie et thermodynamique des évapotites continentales. Etude du lac Natron en Tanzanie et du Chott el Jerid en Tunisie. *Sciences géologiques, mémoire* 76:143 p., université Louis Pasteur, Strasbourg.

Guero, Y., 1987. Organisation et propriétés fonctionnelles des sols de la vallée du moyen Niger. *Thèse de Doctorat. Université de Niamey et de Tunis*, 233 p.

Guillobez S., 1989. Variations du pH et du bilan des ions majeures. Conduite de la riziculture aquatique dans les sols à fort déséquilibre ionique. *Agro. Trop*, 44-1, 3-12

Gupta, R.K., D.K. Bhumbla et I.P. Abrol, 1984. Effects of sodicity, pH, organic matter and calcium carbonate on the dispersion behaviour of soils. *Soil Science* 137:245-251

Gupta, R.K. et I.P. Abrol, 1990. Salt-affected soils: their reclamation and management for crop production, pp. 223-233, in *R. Lal and B.A. Stewart, eds, Soil Degradation*. Springer-Verlag, New-york

Harket, D.B. et D.E. Mikalson, 1990. Leaching of a highly saline-sodic soil in southern alberta: a laboratory study. *Can. J. Soil Sci.* 70:509-514

Hayot C., 1992. Transferts de solutés en milieu poreux aggrégué. Expérimentation et tentative de validation d'un modèle mécaniste. *Thèse de doctorat d'état, université de Grenoble*, 230p.

- Hilgard, E.W., 1907.** Soils. The Macmillan Co., New-york, 593 p.
- Hoffman, G.J., 1980.** Guidelines for reclamation of salt-affected soils. p.49-64. In: *Proc. Of interamerican salinity and water management, Tech. Conf. Juarez, Mexico, 11-12 Dec. 1980.*
- Hoffman, G.J., 1986.** Guidelines for reclamation of salt-affected soils. *Applied Agric. Res.* 1(2):65-72
- Hulin, J.P. et D. Salin, 1988.** Experimental study of tracer dispersion in model and natural porous media. *Disorder and mixing, chap. V, NATO ASI series, Applied Sciences, vol 152:89-106*
- Hydraulics Research Wallingford Ltd., 1990.** « ODU studies: Soil salinization, land reclamation and drainage. » Project Sheet. Oxfordshire, United Kingdom: Hydraulics Research Wallingford Ltd.
- Iler, R.K., 1979.** The solubility of silica. John Wiley and son, New-York
- Jardine, P.M. et D.L., Sparks, 1984.** Potassium-Calcium exchange in a multireactive soil system. I. Kinetics. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 48:39-45
- Jardine, P.M., G.W. Wilson et L.J. Luxmoore, 1988.** Modeling the transport of inorganic ions through undisturbed soil columns from two contrasted watersheds. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52:1252-1259
- Jardine, P.M., G.V. Wilson, J.F. McCarthy, R.J. Luxmoore, D.L. Taylor et L.W. Zelazny, 1990.** Hydrogeochemical processes controlling the transport of dissolved organic carbon through a forested hillslope. *J. Contam. Hydrol.*, 6:3-19
- Jardine, P.M., G.K. Jacobs et G.V. Wilson, 1993.** Unsaturated transport in undisturbed heterogeneous porous media: 1. Inorganic contaminants. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:945-953
- Jones, B.F., 1982.** Clay mineral diagenesis of lacustrine sediments, in: *M.V. Bodine, Geological survey of united states, Workshop on diagenesis, USGS, Washington D.C.*
- Jury, W.A., W.M. Jarrell et D. Devitt, 1979.** Reclamation of a saline-sodic soils by leaching. *Soil Sci. Am. J.* 43:1100-1106
- Jury, W.A., W.F. Spencer et W.J. Farmer, 1983, 1984.** Behavior assessment model for trace organics in soil: I, II, III, IV. *J. Environ. Qual.* 12:558-564; 13, 567-586
- Kamphorst, A., 1988.** Water and salt transport in the irrigated cracking soils of the Kachi plains, Pakistan. *Soil Tech.* 1:271-281
- Karen, R. et I. Shainberg, 1981.** The effect of dissolution rate on the efficiency of industrial and mined gypsum in improving infiltration in sodic soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:103-107

- Kazman, Z., I. Shainberg, et M. Gal, 1983.** Effect of low levels of exchangeable Na and applied phosphogypsum on the infiltration rate of various soils. *Soil Science* 135:184-192
- Koch, D.L. et J.F. Brady, 1985.** Dispersion in fixed beds. *J. Fluid Mech.* 154:399-427
- Lafolie, F., 1991.** Modelling water flow, nitrogen transport and root uptake including physical non-equilibrium and optimization of the root water potential. *Fertilizer Research* 27:215-231
- Lafolie, F. et Ch. Hayot, 1993.** One-dimensional solute transport modelling in aggregated porous media: 1. Model description and numerical solution. *J. Of Hydrol.* 143:63-83
- Lafolie, F., 1993.** Résolution de l'équation de Richards. *Note interne INRA*, 11 p.
- Lai, S.H. et J.J. Jurinak, 1971.** Numerical approximation of cation exchange in miscible displacement through soils columns. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 35:894-899
- Laraque, A., 1991.** Comportement hydrochimique des acides du nordeste brésilien semi-aride. Evolution et prévision pour un usage en irrigation. *Th. Doctorat, USTL Montpellier*, 400 p.
- Laudelout, H., 1986.** Thermodynamique. In: *Les mécanismes d'interaction solide-liquide et leur modélisation: applications aux études de migration en milieu aqueux. AIEA-TECDOC-367*, Vienne
- Laudelout, H., R. Van Bladel, G.H. Bolt, et A.L. Page, 1968.** Thermodynamics of heterovalent cation exchange reactions in a montmorillonite clay. *Trans. Faraday Soc.*, 64:1477-1488
- Lavado, R.S., et R.R. Cairns, 1980.** Solonchic soil properties and yields of wheat, oats and barley as affected by deep plowing and ripping. *Soil Tillage Res.* 1:69-79
- Lehrsch, G.A., C.W. Robbins, et C.L. Hansen, 1993.** Cottage cheese (acid) whey effects on sodic clay aggregate stability. *Arid Soil Research and Rehabilitation* 8:19-31
- Leij, F. J., and J.H. Dane, 1992.** Moment method applied to solute transport with binary and ternary exchange. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 56:667-674
- Loveday, J., 1974.** Recognition of gypsum responsive soils. *Aust. J. Soil Res.* 12:87-96
- Loveday, J., 1976.** Relative significance of electrolyte and cation exchange effects when gypsum is applied to a sodic clay soil. *Aust. J. Soil Res.* 14:361-371
- Low, A.J., 1972.** The effect of cultivation on the structure and other physical characteristics of grassland and arable soils. *J. Sci. Food Agric.* 27:571-582
- Loyer J.Y, 1986.** La mise en valeur hydroagricole des sols de la basse vallée du fleuve Sénégal en relation avec les problèmes de salure et d'alcalisation. *AFEID: séminaire « Drainage et salinité »*, Montpellier, 175-182.

- Loyer, J.Y., 1989.** Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal. Caractérisation, distribution et évolution sous culture. *Collection étude et thèse, ORSTOM*, 137 p.
- Maas E.V., 1984.** Salt tolerance of plants. The handbook of plant science in agriculture. B.R. Christie ed., CRC press, Boca raton, Florida
- Machens, E., 1967.** Notice explicative de la carte géologique du Niger occidental à l'échelle du 1/200 000. *Ministère des travaux publics, des transports, des mines et de l'urbanisme de la république du Niger & BRGM*, 36 p.
- Madé, B., A. Clément et B. Fritz, 1994a.** Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions diagénétiques dans les bassins sédimentaires. *Revue de l'institut français du pétrole*, 49(6):569-602
- Madé, B., A. Clément et B. Fritz, 1994b.** Modeling mineral/solution interactions: the thermodynamic and kinetic code KINDISP. *Computer & Geosciences*, 20(9):1347-1363
- Mansell, R.S., W.J. Bond et S.A. Bloom, 1993.** Simulating cation transport during water flow in soil: two approaches. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 57:3-9
- Maraux, F., 1994.** Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures. Le cas des sols volcaniques du Nicaragua. *Thèse de doctorat, INA, Paris-Grignon*,
- Marlet, S. et B. Lidon, 1991.** Exploitation d'un réseau d'irrigation pendant l'hivernage et efficience des pluies. Cas d'un périmètre de polyculture dans la région de Tillabéry (Niger). In: *Reyniers, F.N. et L. Netoyo, eds. Bilan hydrique et sécheresse en Afrique tropicale*, p. 375-386, ed. John Lobbey eurotext, Paris
- Marlet, S., 1992.** Mise en valeur des terrasses du fleuve Niger sous irrigation. Synthèse du programme de recherche-développement des périmètres de Lossa et Sona (Niger). *Doc. INRAN/CIRAD*, 102 p. + annexes
- Marlet, S., et A. Clopes, 1995.** SEPI: Système d'Evaluation des Performances de l'Irrigation dans les systèmes d'irrigation gravitaire par infiltration (raies et calants). *Doc. CIRAD*, à paraître.
- McCready, R.G.L. et H.R. Krouse, 1982.** Sulfur isotope fractionning during the oxidation of elemental sulfur by *thiobacilli* in solonchic soil. *Can. J. Soil Sci.* 62:105-110
- McIntyre, D.S., 1979.** Exchangeable sodium, subplasticity and hydraulic conductivity of some Australian soils. *Aust. J. Soil Res.* 17:115-120
- McMullin, R.W., 1984.** Some major factors in salinity reclamation rates. P.577-591. In: *Proc. 3rd. Ann. Western Provincial Conf., Agricultural Land Drainage*, Winnipeq, Manitoba. 20-22
- McNeal, B.L., 1968.** Prediction of the effect of mixed salt solutions on soil hydraulic conductivity. *SSSA. Proc.* 32:190-193

- Mehrotra, N.K., V.K. Khanna, et S.C. Agarwala, 1986. Soil-sodicity-induced zinc deficiency in maize. *Plant and soil* 92:63-71
- Mehta, K.K., et J.S.P. Yadav, 1977. Phosphogypsum for reclamation of alkali soils. *India farm*, 27(7), 6-7
- Mehta, K.K., 1985. Long term effects of pyrite application on crop yields and alkali soil properties on farmers fields. *Current Agric.* 9:69-72
- Metzger, L.D., D. Levanon et U. Mingelgrin, 1987. The effect of sewage sludge on soil structural stability: microbiological aspects. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:346-351
- Miller, R.J., J.W. Biggar et J.N. Luthin, 1965. Chloride displacement in Panoche clay loam in relation to water movement and distribution. *Water Resour. Res.* 1:63-73
- Miller, W.P., 1987. Infiltration and soil loss of three gypsum amended ultisols under simulated rainfall. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:1314-1320
- Morel, R., 1989. Les sols cultivés. Lavoisier, Paris, 362 p.
- Morel, R., 1992. Atlas agroclimatique des pays de la zone du CILSS. *Doc. AGRHYMET*, 11 vol.
- Mualen, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12(3):513-522
- Myamoto, S., R.J. Prather et J.L. Stroehlein, 1975. Sulfuric acid and leaching requirements for reclaiming sodium-affected calcareous soils. *Plant Soil* 43:573-585
- Nielsen, D.R., M. Th. Van Genuchten et J.W. Biggar, 1986. Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resour. Res.* 17:1665-1675
- Nielsen, D.R., J.W. Biggar et J.N. Luthin, 1966. Desalinization of soils under controlled unsaturated flow conditions. *6th Congr. Int. Comm. on Irrig. And Drainage, New Delhi.* 19.15-19.24
- Nkedi-Kizza, P.J., J.W. Biggar, M.Th. Van Genuchten, P.J. Wierenga, H.M. Selim, J.M. Davidson et D.R. Nielsen, 1983. Modeling tritium and chloride³⁶ transport through an aggregated oxisol. *Water Resour. Res.* 19:691-700
- N'Diaye, M.K., 1987. Evaluation de la fertilité des sols à l'office du Niger (Mali). Contribution à la recherche des causes et origines de la dégradation des sols dans le Kouroumari. *Thèse Doct. Ing.*, INP Toulouse, 133 p.
- Oster, J.D., L.S. Willardson et G.J. Hoffman, 1972. Sprinkling and ponding techniques for reclaiming saline soils. *Trans. ASCE* 15:1115-1117.

- Oster, J.D. et F.W. Schroer, 1979.** Infiltration as influenced by irrigation water quality. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43:429-433
- Oster, J.D., I. Shainberg et J.D. Wood, 1980.** Flocculation value and gel structure of sodium/calcium montmorillonite and illite suspensions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:955-959
- Oster, J.D. et I. Shainberg, 1981.** Predicting the hydraulic properties of sodic soils, pp. 195-201, in *Proceedings, International Symposium on salt affected soils*, Karnal, India, 18-21/02
- Page, J.B. et C.J. Willard, 1946.** Cropping systems and soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 11:81-88
- Parker, J.C. et A.J. Valocchi, 1986.** Constraints on the validity of equilibrium and first order kinetic transport models in structured soils. *Water Resour. Res.* 22:399-407
- Parker, J.C. et P.M. Jardine, 1986.** Effect of heterogeneous adsorption behavior on ion transport. *Water Resour. Res.*, 22:1334-1340
- Passioura, J.B., 1971.** Hydrodynamic dispersion in aggregated media: 1. Theory. *Soil Sci.* 111:339-343
- Passioura, J.B. et D.A. Rose, 1971.** Hydrodynamic dispersion of porous media: 2. Effects of velocity and aggregate size. *Soil Sci.* 111:345-351
- Persaud, N. et P.J. Wierenga, 1982.** A differential model for one-dimensional cation transport in discrete homoionic ion exchange media. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46:482-490
- Pitzer, K.S., 1979.** Theory: Ion interaction approach, pp. 157-208. In: *R. Pytkowica, ed., Activity coefficients in electrolyte solutions, I.* CRC press, Boca Raton, Fl.
- Pojasak, T. et B.D. Kay, 1990.** Effect of root exudates from corn and bromegrass on soil structural stability. *Canadian Journal of Soil Science* 70:351-362
- Pomeau, Y., 1985.** Dispersion dans un écoulement en présence de zones de recirculation. *C.R. Acad. Sci.*, t.301, série2, 19:1323-1326
- Pourbaix, M., 1963.** Atlas d'équilibres électrochimiques. Gauthiers villiers, ed., Paris, 644 p.
- Prater, R.S., J.O. Goertzen, J.D. Rhoades et H. Frenkel, 1978.** Efficient amendment use in sodic soil reclamation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42:782-786
- Pupisky, H., et I. Shainberg, 1979.** Salt affect on the hydraulic conductivity of a sandy soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 43:444-447
- Quideau P., 1982.** Unité expérimentale de cultures irriguées de Lossa. Rapport analytique. *Doc. INRAN-GERDAT*, 117 p. + annexes

Quirk, J.P. et R.K. Schofield, 1955. The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *J. Soil Sci.* 6:163-178

Quirk, J.P., 1978. Some physico-chemical aspects of soil structural stability. A review. P.3-16. In: *W.W. Emerson, R.D. Bond, and A.R. Dexter (ed.) Modification of soil structure.* John Wiley and son. New-York.

Raghavan, N.S. et D.M. Ruthven, 1985. Simulation of chromatographic response in columns packed with bidisperse structured particles. *Chem. Eng. Sci.* 40(5):699-706

Rao, P.S.C., D.E. Rolston, R.E. Jessup et J.M. Davidson, 1980a. Solute transport in aggregated porous media: theoretical and experimental evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:1139-1146

Rao, P.S.C., R.E. Jessup, D.E. Rolston, J.M. Davidson et D.P. Kilcrease, 1980b. Experimental and mathematical description of non-adsorbed solute transfer by diffusion in spherical aggregates. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:684-688

Reeve, R.C. et C.A. Bower, 1960. Use of high-salt water as a flocculant and a source of divalent cations for reclaiming sodic soils. *Soil Sci.* 90:139-144

Reid, J.B. et M.J. Goss, 1981. Effect of living roots of different plant species on the aggregate stability of two arable soils. *J. Soil Sci.* 32:521-541

Reynolds, W.D., et D.E. Elrick, 1985. Measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the conductivity-pressure head relationship using the "Guelph permeameter". *Proceedings, National Water Well Association Conference on Characterization and Monitoring of the vadose Zone.* Denver, Colorado, Nov. 1985

Reynolds, W.D., et D.E. Elrick, 1985. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the α -parameter using the Guelph permeameter. *Soil Sci.* 140:292-302

Rhoades, J.D., R.D. Ingvalson, J.M. Tucker, et M. Clark, 1973. Salt in irrigation drainage waters: I. Effects of irrigation water composition, leaching fraction and time of year on the salt compositions of irrigation drainage waters. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 37:770-773

Rhoades J.D., 1974. Drainage for salinity control. In: *Drainage for agriculture, Van Schilfgaard J. ed., Amer. Soc. Agron.,* 17:433-462

Rhoades J.D. et S.D. Merrill, 1976. Assessing the suitability of water for irrigation: theoretical and empirical approaches. In: *Prognosis of salinity and alkalinity, FAO soils bulletin* 31:69-110

Rhoades, J.D., 1982. Reclamation and management of salt-affected soils after drainage. In: *Proc. First Ann. Western Provincial Conf., Soil Salinity, Lethbridge, Alberta,* 29 Nov.-2 Dec. 1982.

- Rhoades, J.D. et J. Loveday, 1991.** Practices to control salinity in irrigated lands. In: *Stewart B.A. and D.R. Nielsen (ed.). Irrigation of agricultural crops*. Amer. Soc. of Agronomy, Madison, Wisconsin, USA
- Ribolzi V., Vallès V. et Barbiero L., 1993.** Contrôle géochimique des eaux par la formation de calcite en milieu méditerranéen et en milieu tropical. Arguments d'équilibre et argument de bilan. *Science du sol*, 31(1/2), 77-95
- Richards, L.A., 1931.** Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1:318-333
- Richards, L.A. (Ed.), 1954.** Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Handb. U.S. Dep. Agric., N°60
- Rieu, M., 1978.** Eléments d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders du lac Tchad. *Thèse Doctorat, UPS Toulouse*, 134 p.
- Rieu, M., 1983.** Simulation numérique des flux hydriques et prédiction de la salinité dans les sols. *Doc. ORSTOM*, Paris, 161 p.
- Rieu, M., J. Touma et H.R. Gheyi, 1991.** Sodium-Calcium exchange on Brazilian soils: modeling the variations of selectivity coefficients. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55:1294-1300
- Robbins, C.W., 1985.** The $\text{CaCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ system in soils. *Journal of Agronomic Education* 14:3-7
- Robbin, C.W., 1986.** Carbon dioxide partial pressure in lysimeter soils. *Agron. J.* 78:151-158
- Robbins, C.W., 1986.** Sodic calcareous soil reclamation as affected by different amendments and crops. *Agron J.* 78:916-920
- Roux, S., C. Mitescu, E. Charlaix et C. Baudet, 1986.** Transfer matrix algorithm for convection biased diffusion. *J. Phys. A:Math. Gen.* 19:L687-L692
- Rupela O.P et P. Tauro, 1973.** Utilization of *Thiobacillus* to reclaim alkali soils. *Soil Biol. Biochem.* 5:899-901
- Sandu, G. et C. Rauta, 1973.** Amélioration des sols salins-alcalins dans la vallée de Camaltui. Drainage des sols salins. *Bulletin FAO d'Irrigation et de drainage* n°16, 17-22
- Sardin, M., D. Schweich, F.J. Leij et M. Th. Van Genuchten, 1991.** Modeling the non-equilibrium transport of linearly interacting solutes in porous media: a review. *Water Resour. Res.*, (?:)-?-?
- Schmitt, H.W. et H. Sticher, 1986.** Prediction of heavy metal contents and displacement in soils. *Z. Pflanzenern. Bodenkde* 149:157-171

Schnabel, R.R. et E.B. Ritchie, 1987. Elimination of time assignment bias in estimates of dispersion coefficient. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 51:

Schulin, R., P.J. Wierenga, H. Flühler et J. Leuenberger, 1987. Solute transport through a stony soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:36-42

Schweich, D., and M. Sardin, 1981. Adsorption, partition, ion exchange and chemical reactions in batch reactor or in columns - a review. *J. Of Hydrology*, 50:1-33

Schweich, D., 1986. Méthodologie de l'expérimentation en réacteur fermé. In: *Les mécanismes d'interaction solide-liquide et leur modélisation: applications aux études de migration en milieu aqueux.* AIEA-TECDOC-367, Vienne

Schweich, D., 1986. Cinétique des processus d'interaction solide-liquide. In: *Les mécanismes d'interaction solide-liquide et leur modélisation: applications aux études de migration en milieu aqueux.* AIEA-TECDOC-367, Vienne

Scotter, D.R. et J. Loveday, 1966. Physical changes in seedbed material resulting from the application of dissolved gypsum. *Aust. J. Soil Res.* 4:69-75

Scotter, D.R., B.E. Clothier et E.R. Harper, 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.* 20(4):295-304

Scotter, D.R., 1985. The effect of electrolyte solutions on the unsaturated hydraulic conductivity of a sodic clay soil. *Aust. J. Soil Res.* 23:301-307

Servant J., 1986. Dynamique des sels à la surface du globe: la salinisation des sols. *AFEID, séminaire Drainage et Salinité*, Montpellier, 99-152

Seyfried, M.S. et P.S.C. Rao, 1987. Solute transport in undisturbed columns of an aggregated tropical soil: preferential flow effect. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51:1434-1444

Shainberg, I. et H. Otoh, 1968. Size and shape of montmorillonite particles saturated with Na/Ca ions. *Israel J. Chem.* 6:251-259

Shainberg, I., E. Bresler et Y. Klausner, 1971. Studies on Na/Ca montmorillonite systems: I. The swelling pressure. *Soil Sci.* 111:214-219

Shainberg, I., J.D. Rhoades et P.J. Prather, 1981. Effect of low electrolyte concentration on clay dispersion and hydraulic conductivity of a sodic soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45:273-277.

Shainberg, I., R. Keren et H. Frenkel, 1982. Response of sodic soils to gypsum and CaCl_2 applications. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46:113-117

Sharma, M.L., 1971. Physical and physico-chemical changes in the profile of a sodic soil treated with gypsum. *Aust. J. Soil Res.* 9:73-82

Skidmore, E.L., W.A. Carsteson et E.E. Branbury, 1975. Soil changes resulting from cropping. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39:64-67

Skopp, J., 1986. Analysis of time-dependent chemical processes in soils. *J. Environ. Qual.* 15:205-213

SOGREAH, 1977. Etude des potentialités des terres aménageables en aval de Kandadji, 82p. + cartes

Sparks, D.J., and P.M. Jardine, 1984. Comparison of kinetic equations to describe potassium-calcium exchange in pure and mixed systems. *Soil Sci.* 138:115-122

Sparks, D.L., 1989. Kinetics of soil chemical processes. Academic Press, San Diego

Sposito, G. et S.V. Mattogod, 1977. On the chemical foundation of the sodium adsorption ratio. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41:323-329

Sposito, G., 1981. The thermodynamics of soil solution. Oxford Clarendon press, 223 p.

Sposito, G., R.E. White, P.R. Darrah et W.A. Jury, 1986. A transfer function model of solute transport through soil: 3: The convection-dispersion equation. *Water Resour. Res.* 22:255-262

Stumm W. et Morgan J.J., 1970. Aquatic chemistry. An introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. Wiley Interscience, New-York, 583 p.

Sugita, F., et R.W. Gillham, 1993. Effect of pore size variation on reactive solute transport. In: *Tracers in hydrology (Proceedings of the Yokahoma symposium, July 1993)*. IAHS Publ., XXX

Szablocs I., 1989. Amelioration and improvement of saline and alkali soils. *Agric. handbook*, n°60, vol.1, 160 p. USDA Washington D.C.

Tardy, 1985. Le cycle de l'eau, Masson, Paris

U.S. Salinity Laboratory Staff, 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. U.S. Dept. Agric. Handbook, 60, Washington, 160 p.

Umali D.L., 1993. Irrigation-Induced Salinity. A growing problem for development and the environment. World Bank technical paper number 215, 78 p.

Urvoy, Y., 1942. Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et de paléogéographie. *Mémoire de l'IFAN* 4:139.

Valet, S., 1981. Le milieu physique, le climat et l'aptitude à l'irrigation des sols des périmètres de Lossa et Sona (terrasses du fleuve Niger): monographie. *Doc. INRAN/GERDAT*, 118 p.

Vallès V. et M. Dosso, 1979. Problèmes posés par l'utilisation des eaux salées pour l'irrigation. Calculs des doses d'arrosage. *Rapport GERSAR*, 52 p.

Vallès V., A.M. Vallès, et M. Dosso, 1980. Méthodes actuelles d'étude des problèmes de salinité liés à l'irrigation. *Doc. ORSTOM*, Tunis, 72 p.

Valles, V., 1985. Etude et modélisation des transferts d'eau et de sels dans un milieu argileux. Application au calcul des doses d'irrigation. *Thèse doctorat, Institut national polytechnique de Toulouse*.

Vallès, V., 1987. Etude et modélisation des transferts d'eau et de sel dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation. *Mém. Sci. Géol. 79, strasbourg*:148 p.

Vallès, V; et F. Bourgeat, 1988: Geochemical determination of the gypsum requirement of cultivated sodic soils: I. Development of the thermodynamic model GYPSOL simulating the irrigation water - soil chemical interaction. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 2:165-177

Vallès, V., 1988. "Porsal": Modèle de prévision de la localisation des sels et minéraux dans les micro-sites de la porosité. *Science du sol*, 26(1):13-28

Valles V., Bertrand R., Bourgeat F., et M.K. N'Diaye, 1989. Concept d'alcalinité résiduelle généralisée et l'irrigation des sols sodiques. Application aux sols du Kouroumari (Mali) et de la vallée de l'ouest du Medjerdah. *L'agronomie tropicale*, 44-3, 157-163.

Vallès V., N'Diaye M.K., Bernadac A. et Tardy Y., 1989. Geochemistry of water in the Kouroumari region, Mali. Al, SI and Mg in waters concentrated by evaporation: development of a model. *Arid soil research and rehabilitation*, 3:21-39

Vallès, V., L.P. Korsunskaya, Y.A. Pachepsky, et R.A. Shcherbakov, 1990. Relation between the static and dynamic characteristics of the soil pore space. *Soil physics, translated from: Pochvovedeniye*, 1990, 5:38-42

Vallès V., Pachepsky Y.A, et A.A. Ponizovsky, 1991. Invariant criteria for irrigation water quality assesment in arid and semi-arid regions. Genesis and control of fertility of salt affected soils pp. 330-333. In: *V.V. Dokuchaev ed., ISSS subcommission on salt affected soils Science*, Soil Institute, Moscow.

Vallès, V., et A.M., DeCockborne, 1992. Elaboration d'un logiciel de géochimie appliqué à l'étude de la qualité des eaux. *Colloque "Altération et restauration de la qualité des eaux continentales"*, Port-Leucate, 1-2 Oct. 1992, 27-30

Valocchi, A., 1984. Describing the transport of ion-exchanging contaminants using an effective Kd approach. *Water Resour. Res.* 20:499-503

Van Bladel, R., et H.R. Gheyi, 1980. Thermodynamic study of calcium-sodium and calcium-magnésium eschange in calcareous soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:938-942

- Van Olphen, H., 1977.** An introduction to clay colloid chemistry. Ned. Interxscience Publ., New-York.
- Van Hoorn J.W., 1984.** Drainage des terres irriguées en régions arides et semi-arides. *Fac. D'agronomie*, Wageningen, 24 p.
- Van Beek C.G.E et N. Van Breemen, 1973.** The alkalinity of alcali soils. *Journal of soil science*, 24(1):129-136
- Van Genuchten, M.Th., et P.J. Wierenga, 1977a.** Mass transfer studies in sorbing porous media: I. Experimental evaluation with tritium. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:272-278
- Van Genuchten, M. Th., et P.J. Wierenga, 1977b.** Mass transfer studies in sorbing porous media: II. Experimental evaluation with 2,4,5-T. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 41:278-284
- Van Genuchten, M.Th., 1980.** A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898
- Van Genuchten, M.Th., 1985.** A general approach for modeling solute transport in structured soils. *Memoires IAH* 17:513-526
- Van Genuchten, M. Th., et W.A. Jury, 1987.** Processes in unsaturated flow and transport modeling. *Rev. Geophys.* 25:135-140
- Vanselow, A.P., 1932.** Equilibria of the base exchange reactions of bentonites, permutites, soil collids and zeolites. *Soil Sci.* 33:95-113
- Vauclin, M., R. Haverkamp, et G. Vachaud, 1979.** Résolution numérique d'une équation de diffusion non-linéaire. Application à l'infiltration de l'eau dans les sols non saturés. *Presse universitaire de Grenoble*, 183 p.
- Wagenet, R.J., J.W. Biggar, et D.R. Nielsen, 1977.** Tracing the transformation of area fertilizer during leaching. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41:896-902
- Wainwright, M., 1984.** Sulfur oxydation in soils. *Adv. Agron.* 37:349-396
- Walker, et Barnes, 1981.** Simulation of herbicide Persistence in soil; a revised computer model. *Pest. Sci.* 12:123-132
- Wiklander, L., 1964.** Cation and anion exchange phenomena, pp. 163-205, in: *F.E. Bear, ed., Chemistry of the soils*. Van Nostrand Reinhold, New-York
- Wilson, H.A., et G.M. Browning, 1945.** Soil aggregates as affected by cropping systems. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 10:51-57
- Wolery, T.J., 1979.** Calculation of chemical equilibrium between aquaeous solution and

minerals: The EQ 3/6 software package. Lawrence Livermore Laboratory Pub. URCL-52658 Livermore, Ca.

Wu, L., J.B. Swan, J.L. Nieber, et R.R. Allmaras, 1993. Soil-macropore and layer influences on saturated hydraulic conductivity measured with borehole permeameter. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57:917-923

Yadav, J.S.P., 1975. Improvement of saline alkali soils through biological methods. *Indian Farm.* (July) pp. 385-395

Yahia, T.A., S. Miyamoto , et J.I. Stroehlein, 1975. Effect of surface applied sulphuric acid on water penetration into dry calcareous and sodic soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39:1201-1204

Yeh, G.T., et V.S. Tripathi, 1989. A critical evaluation of recent developments in hydrogeochemical transport models of reactive multichemical components. *Water Resour. Res.*, 25(1):93-108

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

LISTE DES FIGURES

- Figure 1. Loi du T: diagramme de saturation par rapport à un minéral AB, où A et B désignent les molalités des espèces A et B et (A) et (B) leurs activités 8
- Figure 2: Variations du pH en fonction de l'alcalinité pour différentes valeurs de pression en CO₂ (d'après Guillobez, 1989). 12
- Figure 3: Energies de répulsion et d'attraction au voisinage d'une particule chargée en suspension. 1,2,3: répulsion coulombienne (1: concentrations faibles (dispersion); 2: concentrations moyennes (limite); 3: concentrations fortes; floculation), 4: attraction de Van der Waals (d'après Morel, 1989) 15
- Figure 4: Les composantes de la dispersion hydrodynamique. (A): variations de la vitesse dans un tube de courant. (B): variations de la vitesse entre deux tubes adjacents. (C): variations de l'orientation des lignes de courant par rapport à la direction principale de l'écoulement. (D): Aspect général de la dispersion hydrodynamique. (Tiré de Hayot, 1992, d'après Fried et Combarrous, 1971) 24
- Figure 5. Courbes d'élution théoriques: (A) transfert strictement convectif (effet piston); (B) effet de la dispersion en milieu homogène; (C) effet de la dispersion en milieu hétérogène (Tiré de Vallès et al., 1990) 26
- Figure 6: Représentation graphique en carré des isothermes d'échange et résolution des équilibres du système 38
- Figure 7: Carte géologique du Niger occidental (d'après Machens, 1967 et Barbiero, 1994) 45
- Figure 8. Distribution schématique des unités de sol sur la surface d'étude. A: Sols à contact planique (SCP); B: Sols bruns subarides (SBS); C: Sols à alcali (SA), (Barbiero et Berrier, 1994) 48
- Figure 9: Profil textural moyen: périmètre de Lossa 50
- Figure 10: Evolution moyenne de la proportion relative de sables fins (Sf) et de sables grossiers (Sg): périmètre de Lossa 51
- Figure 11: Composition minéralogique de la fraction argileuse (XRD: Diffraction Rayon X): a) SBS à 50 cm; b) SBS à 90 cm; c) SA à 50 cm; d) SA à 90 cm. (d'après Barbiero, 1994) 52
- Figure 12: Organisation structurale des sols à alcali sous culture de bourgou (*Echinochloa stagnina*) (d'après Barbiero, 1994) 53

<i>Figure 13: Evolution de la Capacité d'Echange Cationique (CEC) en fonction de la teneur en argile</i>	53
<i>Figure 14: Evolution des résidus de l'ajustement entre la CEC et la teneur en argile, en fonction du pH</i>	54
<i>Figure 15: Composition chimique de l'eau d'irrigation sur le périmètre de Lossa</i>	58
<i>Figure 16: Diagramme de saturation de l'eau d'irrigation par rapport à la calcite</i>	58
<i>Figure 17: Dose moyenne infiltrée en fonction de la fréquence des irrigations pour les sols bruns subarides (SBS) et les sols à alcali (SA)</i>	60
<i>Figure 18: Dose infiltrée moyenne sur chaque quart de la raie d'irrigation (D1 à D4; de l'amont vers l'aval) pour une fréquence d'irrigation de 4 jours: SBS et SA</i>	60
<i>Figure 19: Représentation schématique de la fonction alpha (d'après Maraoux, 1994)</i> ...	65
<i>Figure 20: Dérive du bilan de masse pour 3 hypothèses du critère de convergence sur une période test de 10 jours.</i>	68
<i>Figure 21: Evolution de la quantité de calcite précipitée pour différentes fréquences d'appel du modèle géochimique sur une période test de 10 jours</i>	75
<i>Figure 22a: Diagramme de concentration pour une fréquence d'un appel du modèle géochimique par pas de temps</i>	76
<i>Figure 22b: Diagramme de concentration pour une fréquence d'une appel du modèle géochimique tous les 5 pas de temps</i>	76
<i>Figure 22c: Diagramme de concentration pour une fréquence d'un appel du modèle géochimique tous les 10 pas de temps</i>	76
<i>Figure 22d: Diagramme de concentration pour une fréquence d'appel du modèle géochimique tous les 20 pas de temps</i>	76
<i>Figure 23a: Résultats de l'ACP initiale. Représentation des individus</i>	80
<i>Figure 23b: Résultats de l'ACP initiale. Représentation des variables</i>	80
<i>Figure 24: Répartition spatiale des sols: sols à alcali (foncé) et sols bruns subarides (clair). Interpolation par krigeage de l'axe 1 de l'ACP initiale</i>	81
<i>Figure 25: Répartition spatiale de la teneur en sables totaux (+ sableux en clair). Interpolation par krigeage du second axe de l'ACP finale</i>	82

<i>Figure 26a: Résultats de l'ACP finale. Représentation des individus</i>	83
<i>Figure 26b: Résultats de l'ACP finale. Représentation des variables</i>	83
<i>Figure 27: Relation entre les premiers axes des ACP initiale et finale</i>	83
<i>Figure 28: Relation entre le premier axe de l'ACP finale et le second axe de l'ACP initiale.</i>	83
<i>Figure 29: Répartition spatiale des sols bruns subarides (en clair) et des sols à alcali (en foncé). Interpolation par krigeage du premier axe de l'ACP finale</i>	84
<i>Figure 30a: Relation entre la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (I60) et le premier axe de l'ACP initiale.</i>	86
<i>Figure 30b: Relation entre la lame d'eau infiltrée pendant la première heure d'infiltration (I60) et le premier axe de l'ACP finale</i>	86
<i>Figure 31a: Relation entre la capacité finale d'infiltration (Ks) et le premier axe de l'ACP initiale</i>	86
<i>Figure 31b: Relation entre la capacité finale d'infiltration (Ks) et le premier axe de l'ACP finale</i>	86
<i>Figure 32a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) et le premier axe de l'ACP initiale à 40 cm de profondeur</i>	87
<i>Figure 32b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) et le premier axe de l'ACP finale à 40 cm de profondeur</i>	87
<i>Figure 33a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) et le premier axe de l'ACP initiale à 70 cm de profondeur</i>	88
<i>Figure 33b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) et le premier axe de l'ACP initiale à 70 cm de profondeur</i>	88
<i>Figure 34a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) à 100 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP initiale</i>	88
<i>Figure 34b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) à 100 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP finale</i>	88
<i>Figure 35a: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) à 150 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP initiale</i>	89
<i>Figure 35b: Relation entre la conductivité hydraulique à saturation (Ks) à 150 cm de profondeur et le premier axe de l'ACP finale</i>	89

<i>Figure 36: Relation entre la densité apparente et le premier axe de l'ACP finale.</i>	90
<i>Figure 37a: Relation entre l'ESP et le premier axe de l'ACP initiale</i>	91
<i>Figure 37b: Relation entre l'ESP et le premier axe de l'ACP finale</i>	91
<i>Figure 38: Relation entre l'ESP et la conductivité hydraulique à saturation mesurée à 40 cm de profondeur</i>	91
<i>Figure 39: Relation entre la vitesse d'infiltration mesurée au perméamètre de Guelph et la conductivité électrique mesurée sur extrait au 1/5</i>	91
<i>Figure 40: Profil de perméabilité des sols bruns subarides (SBS) et des sols à alcali (SA)</i>	92
<i>Figure 41: Diagramme de concentration: alcalinité carbonatée</i>	98
<i>Figure 42: Diagramme de concentration: fluor</i>	98
<i>Figure 43: Diagramme de concentration: calcium</i>	99
<i>Figure 44: Diagramme de concentration: magnésium</i>	99
<i>Figure 45: Diagramme de concentration: potassium</i>	100
<i>Figure 46: Diagramme de concentration: silice</i>	100
<i>Figure 47: Diagramme de saturation par rapport à la calcite</i>	101
<i>Figure 48: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à la fluorine</i>	101
<i>Figure 49: Relation entre la molarité en sodium (facteur de concentration) et l'alcalinité résiduelle "Calcite + Fluorine"</i>	101
<i>Figure 50: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à la sépiolite</i>	102
<i>Figure 51: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à une illite</i>	103
<i>Figure 52: Histogramme des molarités en sodium</i>	104
<i>Figure 53: Diagramme de saturation de la solution du sol par rapport à la paragonite</i>	104
<i>Figure 54: Relation entre le (SAR) et la fraction équivalente de calcium échangeable</i>	108
<i>Figure 55: Résultat de l'ajustement entre (SAR) et EFR</i>	108

<i>Figure 56: Evolution du coefficient de sélectivité des échanges Na-Ca en fonction de la fraction équivalente de calcium échangeable</i>	109
<i>Figure 57: Résultats de l'ajustement entre le rapport des fractions équivalentes en Ca et Mg échangeables et le rapport de leurs activités</i>	110
<i>Figure 58: Variations du coefficient de sélectivité des échanges Ca-Mg en fonction de la fraction équivalente de Ca échangeable</i>	110
<i>Figure 59: Résultats de l'ajustement entre le rapport des fractions équivalentes en Na et K échangeable et le rapport de leurs activités</i>	110
<i>Figure 60: Variations du coefficient de sélectivité des échanges Na-K en fonction de la fraction équivalente de Na échangeable</i>	110
<i>Figure 61: Simulation de la concentration de la solution du sol: évolution des molarités</i>	113
<i>Figure 62: Simulation de la concentration de la solution du sol: évolution des bases échangeables</i>	113
<i>Figure 63: Simulation corrigée de la concentration de la solution: évolution des molarités</i>	114
<i>Figure 64: Simulation corrigée de la concentration de la solution du sol: évolution des bases échangeables</i>	114
<i>Figure 65: Evolution de la molarité en calcium. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux</i>	114
<i>Figure 66: Evolution de l'alcalinité. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux</i>	114
<i>Figure 67: Evolution de la molarité en magnésium. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux</i>	115
<i>Figure 68: Evolution de la molarité en potassium. Comparaison de la simulation avec les résultats expérimentaux</i>	115
<i>Figure 69: Simulation de la concentration de la solution du sol en condition de CEC réduite: évolution des molarités</i>	116
<i>Figure 70: Simulation de la concentration de la solution du sol en condition de CEC réduite: évolution des bases échangeables</i>	116
<i>Figure 71: Paramètres bioclimatiques de la simulation: Evapotranspiration potentielle (ETP), Transpiration maximale ou potentielle de la culture (TP) et moyenne décadaire de la</i>	

<i>somme des pluies efficaces et des irrigations (P+I)</i>	122
<i>Figure 72: Evolution des flux hydriques aux limites du système pendant la simulation: Transpiration Réelle de la culture (TR), Evaporation réelle du sol nu (ER) et flux profonds à la limite inférieure du système, soit une profondeur de 160 cm.</i>	123
<i>Figure 73: Evolution de la quantité de calcite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	124
<i>Figure 74: Evolution de la quantité de calcite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	124
<i>Figure 75: Evolution de la quantité d'illite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	125
<i>Figure 76: Evolution de la quantité d'illite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	125
<i>Figure 77: Evolution de la quantité de sépiolite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	126
<i>Figure 78: Evolution de la quantité de sépiolite en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	126
<i>Figure 79: Evolution de la quantité de paragonite précipitée en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	126
<i>Figure 80: Profil de la quantité de minéraux précipités à l'issue de la simulation pour une CEC de 123 meq/kg</i>	127
<i>Figure 81: Profil de la quantité de minéraux précipités à l'issue de la simulation pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	127
<i>Figure 82: Evolution de la proportion de sodium échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	128
<i>Figure 83: Evolution de la proportion de Na échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	128
<i>Figure 84: Evolution de la proportion de Calcium échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	129
<i>Figure 85: Evolution de la proportion de Ca échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	129
<i>Figure 86: Evolution de la proportion de magnésium échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	130

<i>Figure 87: Evolution de la quantité de Mg échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	130
<i>Figure 88: Evolution de la proportion de potassium échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	131
<i>Figure 89: Evolution de la proportion de K échangeable en fonction de la profondeur pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	131
<i>Figure 90: Profil de composition du complexe d'échange à l'issue de la simulation pour une CEC de 123 meq/kg</i>	132
<i>Figure 91: Profil de composition du complexe d'échange à l'issue de la simulation pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	132
<i>Figure 92: Evolution de l'alcalinité en fonction de la profondeur pour une CEC de 123 meq/kg</i>	132
<i>Figure 93: Evolution de l'alcalinité pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	132
<i>Figure 94: Profil de composition de la solution du sol à l'issue de la simulation pour une CEC de 123 meq/kg</i>	133
<i>Figure 95: Profil de composition de la solution du sol à l'issue de la simulation pour une CEC réduite de 12.3 meq/kg</i>	133
<i>Figure 96: Profil de différentes formes d'alcalinité stockées à l'issue de la simulation (CEC de 123 meq/kg)</i>	134
<i>Figure 97: Evolution des différentes formes d'alcalinité stockée (CEC de 123 meq/kg)</i>	134
<i>Figure 98: Relation entre le calcium échangeable (%CEC) et le pH dans les conditions naturelles</i>	135
<i>Figure 99: Relation entre le magnésium échangeable(%CEC) et le pH dans les conditions naturelles</i>	135
<i>Figure 100: Relation entre le sodium échangeable(%CEC) et le pH, dans les conditions naturelles</i>	135
<i>Figure 101: Relation entre le potassium échangeable(%CEC) et le pH, dans les conditions naturelles</i>	135
<i>Figure 102: Relation entre le calcium échangeable (%CEC) et le pH, après 10 ans d'irrigation</i>	136

<i>Figure 103: Relation entre le magnésium échangeable(%CEC) et le pH, après dix années d'irrigation</i>	136
<i>Figure 104: Relation entre le sodium échangeable (%CEC) et le pH, après 10 ans d'irrigation</i>	137
<i>Figure 105: Relation entre le potassium échangeable (%CEC) et le pH, après 10 ans d'irrigation</i>	137
<i>Figure 106: Relation, issue des résultats de la simulation, entre l'alcalinité et la composition du complexe d'échange en surface</i>	138
<i>Figure 107: Relation, issue des résultats de la simulation, entre l'alcalinité et la composition du complexe d'échange à 40 cm de profondeur</i>	138
<i>Figure 108: Relation entre le calcium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)</i>	139
<i>Figure 109: Relation entre le magnésium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)</i>	139
<i>Figure 110: Relation entre le sodium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)</i>	139
<i>Figure 111: Relation entre le potassium échangeable (%CEC) et le pH dans l'horizon superficiel (0-20 cm). Comparaison avec les horizons sous-jacents (ligne)</i>	139
<i>Figure 112: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en calcium lors de la concentration de la solution du sol</i>	144
<i>Figure 113: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en magnésium lors de la concentration de la solution du sol</i>	144
<i>Figure 114: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en sodium lors de la concentration de la solution du sol</i>	144
<i>Figure 115: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de la molarité en potassium lors de la concentration de la solution du sol</i>	144
<i>Figure 116: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de l'alcalinité lors de la concentration de la solution du sol</i>	146
<i>Figure 117: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution du pH in-situ lors de la concentration de la solution du sol</i>	146
<i>Figure 118: Incidence de la pCO_2 sur l'évolution de l'alcalinité résiduelle calcite (ARC) lors de la concentration de la solution du sol</i>	147

<i>Figure 119: Incidence de la $p\text{CO}_2$ sur l'évolution de la proportion de calcium échangeable lors de la concentration de la solution du sol</i>	148
<i>Figure 120: Incidence de la $p\text{CO}_2$ sur l'évolution de la proportion de magnésium échangeable lors de la concentration de la solution du sol.</i>	148
<i>Figure 121: Influence de la $p\text{CO}_2$ sur l'évolution de la proportion de sodium échangeable lors de la concentration de la solution du sol</i>	148
<i>Figure 122: Incidence de la $p\text{CO}_2$ sur l'évolution de la proportion de potassium échangeable lors de la concentration de la solution du sol</i>	148
<i>Figure 123: Histogrammes: évolution de la molarité en chlorure après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	149
<i>Figure 124: Histogrammes: évolution de la molarité en sulfate après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	149
<i>Figure 125 Histogrammes: évolution de la molarité en calcium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	150
<i>Figure 126 Histogrammes: évolution de la molarité en magnésium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	150
<i>Figure 127 Histogrammes: évolution de la molarité en sodium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	150
<i>Figure 128: Histogrammes: évolution de la molarité en potassium après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation.</i>	150
<i>Figure 129: Histogrammes: évolution de l'alcalinité après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	151
<i>Figure 130: Histogrammes: évolution de l'alcalinité résiduelle calcite (ARC) après deux années (1990-1992) de culture sous irrigation</i>	151
<i>Figure 131: Comparaison des pH initial et final à 20 cm de profondeur</i>	152
<i>Figure 132: Comparaison du pH final à 20 cm avec le premier axe de l'ACP initiale</i>	153
<i>Figure 133: Comparaison du pH final à 20 cm avec le premier axe de l'ACP finale</i>	153
<i>Figure 134: Comparaison des pH initial et final à 40 cm de profondeur</i>	154
<i>Figure 135: Comparaison du pH final à 40 cm de profondeur avec le premier axe de l'ACP initiale</i>	154

<i>Figure 136: Comparaison du pH final à 40 cm de profondeur avec le premier axe de l'ACP finale</i>	154
<i>Figure 137: Relation entre le pH final à 70 cm et le premier axe de l'ACP initiale</i>	155
<i>Figure 138: Relation entre le pH final à 70 cm et le premier axe de l'ACP finale</i>	155
<i>Figure 139: Relation entre le pH final à 100 cm et le premier axe de l'ACP initiale</i>	156
<i>Figure 140: Relation entre le pH final à 100 cm et le premier axe de l'ACP finale</i>	156
<i>Figure 141: Relation entre le pH final à 150 cm et le premier axe de l'ACP initiale</i>	156
<i>Figure 142: Relation entre le pH final à 150 cm et le premier axe de l'ACP finale</i>	156
<i>Figure 143: Profil de pH moyen des sols bruns subarides (SBS) et des sols à alcali (SA) après deux années de culture sous irrigation</i>	157
<i>Figure 144: Comparaison du pH in-situ et du pH labo à 20 cm de profondeur</i>	158
<i>Figure 145: Comparaison du pH in-situ et du pH labo à 40 cm de profondeur</i>	158
<i>Figure 146: Relation entre les pH in-situ mesurés à 20 et 40 cm de profondeur</i>	159
<i>Figure 147: Relation entre la proportion de Ca échangeable (%CEC) et le pH, après deux années d'irrigation</i>	161
<i>Figure 148: Relation entre la proportion de Na échangeable (%CEC) et le pH, après 2 années d'irrigation</i>	161
<i>Figure 149: Relation entre la proportion de Mg échangeable (%CEC) et le pH, après deux années d'irrigation</i>	161
<i>Figure 150: Relation entre la proportion de K échangeable (%CEC) et le pH après deux années d'irrigation</i>	161
<i>Figure 151: Evolution de la proportion médiane de calcium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture</i>	162
<i>Figure 152: Evolution de la proportion médiane de sodium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture</i>	162
<i>Figure 153: Evolution de la proportion médiane de magnésium échangeable (%CEC) au cours des deux années de culture</i>	162
<i>Figure 154: Evolution de la proportion médiane de potassium échangeable (%CEC) au cours</i>	

<i>des deux années de culture</i>	162
<i>Figure 155: Variation du second axe de l'ACP finale en fonction des différents traitements sur les sols à alcali</i>	167
<i>Figure 156: Variation du second axe de l'ACP finale en fonction des différents traitements sur les sols bruns subarides</i>	167
<i>Figure 157: Influence du sous-solage sur le pH des sols bruns subarides</i>	168
<i>Figure 158: Influence du sous-solage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides</i>	168
<i>Figure 159: Influence du sous-solage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides</i>	168
<i>Figure 160: Influence du sous-solage sur le pH des sols à alcali</i>	169
<i>Figure 161: Influence du sous-solage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali</i>	169
<i>Figure 162: Influence du sous-solage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali</i>	169
<i>Figure 163: Influence du précédent cultural sur le pH des sols bruns subarides</i>	171
<i>Figure 164: Influence du précédent cultural sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides</i>	171
<i>Figure 165: Influence du précédent cultural sur le rendement et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides</i>	171
<i>Figure 166: Influence du précédent cultural sur le pH des sols à alcali</i>	172
<i>Figure 167: Influence du précédent cultural sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali</i>	172
<i>Figure 168: Influence du précédent cultural sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali</i>	173
<i>Figure 169: Evolution de la perméabilité des sols bruns subarides à 40 cm de profondeur: Influence du précédent cultural</i>	174
<i>Figure 170: Evolution de la perméabilité sur les sols à alcali à 40 cm: influence du précédent cultural</i>	174
<i>Figure 171: Influence du gypsage sur le pH des sols bruns subarides</i>	176

- Figure 172: Influence du gypsage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides* 176
- Figure 173: Influence du gypsage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides* 176
- Figure 174: Influence du gypsage sur le pH des sols à alcali* 177
- Figure 175: Influence du gypsage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali* 177
- Figure 176: Influence du gypsage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali* 177
- Figure 177: Comparaison de la composition de la solution du sol entre parcelles gypsées et non gypsées sous culture de bourgou à l'arrivée du front d'humectation* 178
- Figure 178: Evolution de la solution du sol après gypsage: les cations* 179
- Figure 179: Evolution de la solution du sol après gypsage: les anions* 179
- Figure 180: Comparaison de la solution du sol entre parcelles gypsées et non gypsées sous culture de bourgou sous submersion le 5 Janvier 1991* 180
- Figure 181: Influence du lessivage sur l'efficacité du gypsage en terme de désodisation. Evolution de la proportion de sodium échangeable en fonction du précédent cultural et du gypsage.* 181
- Figure 182: Evolution de la conductivité hydraulique à 40 cm de profondeur sous l'influence du gypsage sur les sols à alcali* 183
- Figure 183: Influence du drainage sur le pH des sols bruns subarides* 184
- Figure 184: Influence du drainage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols bruns subarides* 184
- Figure 185: Influence du drainage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols bruns subarides* 184
- Figure 186: Influence du drainage sur le pH des sols à alcali* 185
- Figure 187: Influence du drainage sur la conductivité hydraulique à saturation des sols à alcali* 185
- Figure 188: Influence du drainage sur le rendement (maïs-grain) et la lame d'eau infiltrée sur les sols à alcali* 185

- Figure 189: Représentation schématique des différentes interactions entre processus dans un contexte d'alcalinisation des sols sous irrigation (en bleu). Influence de l'environnement (en vert) et des différentes mesures techniques testées (en rouge) 191*
- Figure 190: Présentation du perméamètre de Guelph 205*
- Figure 191: Perméamètre de Guelph. Relation entre la vitesse d'infiltration stabilisée (cm/minute) mesurée avec H=5 cm et H=10 cm 207*
- Figure 192: Relation entre le rendement d'une culture de Maïs et le premier axe de l'ACP initial 220*
- Figure 193: Relation entre le rendement d'une culture de Maïs et le premier axe de l'ACP finale 220*
- Figure 194: Relation entre le pH in-situ à 20 cm de profondeur et le rendement d'une culture de Maïs 220*
- Figure 195: Relation entre la capacité finale d'infiltration (Ks) et le rendement d'une culture de Maïs 220*
- Figure 196: Relation entre la teneur en phosphore de la plante et les symptômes observés 222*
- Figure 197: Relation entre le rapport des teneurs en phosphore et azote de la plante et les symptômes observés 222*
- Figure 198: Diagramme de concentration des phosphates dans les conditions naturelles 222*
- Figure 199: Relation entre le pH et le phosphore assimilable (méthode olsen) 222*
- Figure 200: Relation entre les teneurs en azote de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés 223*
- Figure 201: Relation entre le rapport des teneurs en azote et soufre de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés 223*
- Figure 202: Relation entre l'azote totale et le pH 224*
- Figure 203: Relation entre le carbone total et le pH 224*
- Figure 204: Relation entre le rapport C/N et le pH 224*
- Figure 205: Représentation des valeurs de pH et de potentiel redox in situ dans le diagramme redox de l'azote (Pourbaix, 1963) 224*

- Figure 206: Relation entre les teneurs en potassium de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés* 225
- Figure 207: Relation entre le rapport des teneurs en azote et potassium de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés* 225
- Figure 208: Relation entre les teneurs en zinc de la plante et la précocité (et intensité) des symptômes observés* 226
- Figure 209: Influence sur les composantes du rendement d'un apport complémentaire en N, P, K et Zn* 227

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1. Composition chimique de l'eau d'irrigation sur le périmètre de Lossa</i>	58
<i>Tableau 2: Coefficient de la loi de Debye-Hückel pour une pression de 1 atm. (Helgeson, 1969)</i>	71
<i>Tableau 3: Coefficient d'activité des espèces neutres en fonction de la température et de la force ionique pour une pression de 1 atm. (Helgeson, 1969)</i>	71
<i>Tableau 4: Coefficient de calcul de l'activité de l'eau en fonction de la température pour une pression de 1 atm. (Fritz, 1975, 1981)</i>	72
<i>Tableau 5: Constante de dissociation des espèces considérées (Vallès et Bourgeat, 1988)</i>	72
<i>Tableau 6 : Évapotranspiration potentielle décadaire (mm/j) de la station de Tillabéry ..</i>	93
<i>Tableau 7: Composition cationique de l'eau d'irrigation</i>	95
<i>Tableau 8: Présentation des paramètres de transferts des sols bruns subarides</i>	96
<i>Tableau 9 : Réaction de dissolution des minéraux et constante d'équilibre</i>	112
<i>Tableau 10: Composition cationique initiale de la solution du sol et du complexe d'échange</i>	112
<i>Tableau 11: Réaction de dissolution des minéraux et constante d'équilibre (pK)</i>	118
<i>Tableau 12: Composition initiale de la solution du sol et du complexe d'échange</i>	118

SARL LA GOUTTE D'ENCRE
34 000 Montpellier - France
Tél : 67.65.30.96

NAME: MARLET Serge

TITLE: SOIL ALKALINIZATION IN THE NIGER VALLEY
Modelling of the physico-chemical processes and evolution of the irrigated soils

ABSTRACT:

In some irrigable soils of the Niger valley, alkalization leads to an increase in pH and a physical degradation due to sodization. Soil physico-chemical properties and the geochemical mechanisms of soil alkalization have been studied and modelized. Along the concentration process, successive minerals precipitations control the composition of the soil solution in equilibrium with respect to the exchange complex which acts as a buffer.

Niger water is characterized by a positive residual alkalinity and leads to a risk of secondary alkalization. A hydrogeochemical model has been built to simulate the long-term effects of irrigation. It consists in coupling a water and solute transport model (Lafolie,1991) and a thermodynamic model simulating the solution-soil chemical interactions (Valles and Bourgeat,1988). The 27-years simulations showed a low leaching and a gradual increase of alkalinity and sodicity. The monitoring of short-term evolution, affected by $p\text{CO}_2$ variation due to cultivation, does not allow to validate the coupled model.

Alkalization leads to a drop of fertility which has been assigned to an increase of pH and crop nutrient deficiencies. Chemical (gypsum), physical (subsoiling), biological (Amshot grass cropping) and hydrological (flooding, drainage) measures have been given a trial and interpreted according to the model. Theses results allow to precise the modalities of prevention of the degradation and rehabilitation of the alkali soils.

Key-words: irrigation, alkalization, sodization, hydrogeochemical modelling, geochemistry, fertility, prevention, rehabilitation, soil physico-chemical properties

NOM: MARLET Serge

TITRE: ALCALINISATION DES SOLS DANS LA VALLEE DU FLEUVE NIGER.
Modélisation des processus physico-chimiques et évolution des sols sous irrigation.*

RESUME

Localement, les sols irrigables de la vallée du fleuve Niger sont soumis à une alcalinisation qui se traduit par une augmentation du pH et une dégradation de la structure par sodisation. Les propriétés physico-chimiques de ces sols et les mécanismes géochimiques d'alcalinisation ont été décrits et modélisés. Le processus de concentration s'accompagne de la précipitation successive de minéraux qui contrôlent la composition de la solution, elle-même en équilibre avec le complexe d'échange qui contribue à tamponner ces évolutions.

Les eaux du fleuve Niger sont caractérisées par une alcalinité résiduelle positive et conduisent à un risque de dégradation secondaire des sols par alcalinisation sous irrigation. Un modèle hydrogéochimique a été élaboré pour simuler ces évolutions. Il consiste au couplage d'un modèle mécaniste de transport de l'eau et des solutés (Lafolie, 1991) et d'un modèle thermodynamique d'interactions de la solution du sol avec la matrice solide (Vallès et Bourgeat, 1988). Les simulations ont été menées pendant une période de 27 années et mettent en évidence un faible lessivage et une augmentation progressive de l'alcalinité et de la sodicité. Le suivi de l'évolution à court terme, affectée par une modification de la $p\text{CO}_2$ liée à la mise en culture, n'a pas permis de valider le modèle.

L'alcalinisation s'accompagne d'une baisse importante de la fertilité des sols qui a été attribué à une augmentation du pH *in situ* et à l'apparition de déficiences dans l'alimentation minérale des cultures. L'influence de différentes mesures chimiques (gypsage), physiques (sous-solage), biologiques (culture améliorante de Bourgou) et hydrologiques (submersion, drainage) a été expérimentée et interprétée en fonction du modèle. Ces résultats permettent de préciser les modalités de prévention de la dégradation et de réhabilitation des sols à alcali.

Mots clefs: irrigation, alcalinisation, sodisation, modélisation, géochimie, prévention, réhabilitation, propriétés physico-chimiques des sols, sols bruns subarides, sols à alcali.