

# Summary

These researches aim to study salinization, alkalization and sodification processes in irrigated soils. The primary objective is to identify hydro-geochemical processes and their interactions at the scale of soil profile and to characterize their trend in case of irrigated soils located in L'office du Niger (Mali). Both analytical (field observations, laboratory experiments) and modelling approaches are used. A mechanistic model coupling water flow, solute transport and kinetic geochemical processes (cations exchanges, mineral precipitation) is elaborated and used.

The results obtained on infiltration experiments through an undisturbed soil monolith highlight the major impact of cations exchanges on the composition of soil solution. They show that coupled hydro-geochemical processes are to be taken into account to provide similar trends as the observed ones.

The model is calibrated on a profile-sized soil monolith experiments. Comparison between simulations and observations shows that the model is able to provide the main trends but that it remains quantitative differences between observed and simulated solute concentrations.

Hydro-geochemical processes are also studied at the field level. Hydrological and geochemical data are collected during one year rice crop season along. When the soil is submerged, a high increase in alkalinity is observed and can not be explained only by exchanges or mineral processes. The effect of redox processes on alkalinity is then detailed. At last, impact of water and crop management on soil processes is discussed.

**KEY WORDS :** model, calibration, soil, salinization, alkalization, irrigation, monolith, cationic exchanges, mineral, rice, Mali.

# Liste des tableaux

2.1	Caractéristiques des principaux modèles pour l'étude des processus de transfert et de géochimie dans les milieux naturels . . . . .	38
3.1	Valeurs de densité apparente et de porosité le long des profils des sites 1, 2 et 3 . . . . .	53
3.2	Valeurs de conductivité hydraulique des sols 1, 2 et 3 . . . . .	56
3.3	Faciès chimique des sols avant culture . . . . .	57
5.1	Composition des solutions apportées sur le monolithe de sol . . . . .	77
7.1	Valeurs des paramètres et conditions initiales renseignées pour le calage du modèle de transport . . . . .	99
7.2	Valeurs des ajustements des paramètres du module de transport . . . . .	100
7.3	Valeurs des paramètres et conditions initiales renseignées pour le calage du modèle géochimique . . . . .	102
7.4	Réactions de dissolution et précipitation des minéraux pris en compte dans le modèle . . . . .	103
7.5	Paramètres et conditions initiales ajustées pour les simulations couplées . . . . .	103
10.1	Coefficients d'ajustement des isothermes d'échanges . . . . .	vii
10.2	EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de la constante cinétique d'échange . . . . .	xii
10.3	EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de la fraction initiale de calcium échangeable . . . . .	xii
10.4	EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de la constante cinétique de précipitation-dissolution des minéraux . . . . .	xiii
10.5	EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de $p\text{CO}_2$ . . . . .	xiii
10.6	Coefficients d'ajustement VGM des courbes de succion des sols 1, 2 et 3 . . . . .	xv



## Table des figures

1	Situation de l'Office du Niger au Mali. Source : Touré, 1997 . . . . .	4
2	ETP et précipitations moyennes décennales à Niono (1970-1983) . . . . .	5
3	La boucle du Niger et la zone du delta mort. Source : Rognon, 1989 . . . . .	7
4	Structure hydraulique et hydrologique des zones du Delta. Source : Touré, 1997 . . . . .	8
5	Structure de la maille hydraulique. Source : Touré, 1997 . . . . .	9
2.1	Modèles pour l'étude des processus de transfert et de géochimie dans les milieux naturels	37
2.2	Méthodologie de l'étude . . . . .	47
3.1	Topographie de la zone d'étude. Source : Marlet and N'Diaye, 1998 . . . . .	50
3.2	Répartition spatiale des textures de sol (20 cm) de la zone d'étude. Source : Marlet et N'Diaye, 1998 . . . . .	51
3.3	Profils texturaux des sites 1, 2 et 3 . . . . .	52
3.4	Courbes de porosité calculée sur agrégats des sols 1, 2 et 3 . . . . .	54
3.5	Courbes de succion des sols 1, 2 et 3 . . . . .	55
3.6	Profil initial de la composition du complexe d'échange des sites 1, 2 et 3 . . . . .	57
4.1	Schéma de fonctionnement du modèle hydro-géochimique . . . . .	67
5.1	Schéma du dispositif de suivi des caractéristiques chimiques à l'interface sol-lame d'eau	74
5.2	Dispositif expérimental de colonne de sol non remanié (source : Maeght, 1999) . . . . .	76
5.3	Dispositif de suivi des caractéristiques hydro-chimiques de profils de sols cultivés - site 1 et 2 . . . . .	79
6.1	Profil chimique initial de la solution du monolithe . . . . .	86
6.2	Elution des ions chlorures aux différentes profondeurs . . . . .	87
6.3	Evolution des concentrations des ions à toutes les profondeurs . . . . .	89

6.4	Evolution des concentrations des ions à 15 cm . . . . .	90
7.1	Comparaison entre profils d'élution des ions chlorure simulés et observés . . . . .	100
7.2	EQM et sensibilité aux valeurs de la constante cinétique d'échange . . . . .	105
7.3	EQM et sensibilité aux valeurs de la fraction de calcium échangeable . . . . .	106
7.4	EQM et sensibilité aux valeurs de la constante cinétique de précipitation-dissolution de la calcite . . . . .	107
7.5	EQM et sensibilité aux valeurs de la constante cinétique de précipitation-dissolution des minéraux silicatés . . . . .	107
7.6	EQM et sensibilité aux valeurs de $pCO_2$ . . . . .	108
7.7	Comparaison observation-simulation pour les paramètres du calage retenu . . . . .	111
8.1	Diagramme de Piper des eaux et des solutions de sols (avant culture) - sites 1 et 2 . . . . .	122
8.2	Diagramme de concentration des eaux d'irrigation et de nappe - sites 1 et 2 . . . . .	122
8.3	Diagramme de saturation du sol par rapport à la calcite - site 1, 10 cm . . . . .	124
8.4	Diagramme de saturation du sol par rapport à la calcite - site 1, 80 cm . . . . .	125
8.5	Diagramme de saturation du sol par rapport à la sépiolithe à 10 et 80 cm- site 1 . . . . .	126
8.6	Diagramme de saturation du sol par rapport à l'illite pour toutes les profondeurs - sites 1 et 2 . . . . .	127
8.7	Diagramme de stabilité $pH$ -pe - sites 1 et 2, toutes profondeurs . . . . .	128
8.8	Gestion de l'irrigation au niveau de la parcelle - sites 1 et 2 . . . . .	129
8.9	Evolution des charges hydrauliques totales à différents niveaux du profil et du niveau de nappe au cours de l'année - site 2 . . . . .	130
8.10	Bilan d'eau de la parcelle au cours de la saison de culture - sites 1 et 2 . . . . .	131
8.11	Hydrogramme de lame et volumes d'eau précipités, irrigués et drainés - sites 1 et 2 . . . . .	132
8.12	Infiltrations mesurées au cours de la saison de culture 1997 - site 1 et 2 . . . . .	134
9.1	Evolution du $pH$ , de la $pCO_2$ et du Eh du sol 1 après mise en eau- Expérimentations en bacs de sol. (Dicko, 1999) . . . . .	140
9.2	Evolution du $pH$ in situ - sites 1 et 2 . . . . .	141
9.3	Evolution de la $pCO_2$ in situ - sites 1 et 2 . . . . .	142
9.4	Evolution du potentiel redox in situ - sites 1 et 2 . . . . .	144

9.5	Evolution de l'indice de saturation du sol par rapport à la calcite et la sépiolithe - sites 1 et 2 . . . . .	145
9.6	Evolution de l'indice de saturation du sol par rapport à l'illite - sites 1 et 2 . . . . .	145
9.7	Evolution de la conductivité électrique de la lame d'eau et de la solution du sol - site 1 . . . . .	146
9.8	Evolution de l'alcalinité et des ions chlorure dans la solution du sol (en valeurs absolue et relative)- site 1 . . . . .	147
9.9	Evolution de la composition cationique de la solution du sol (en valeurs absolue et relative)- site 1 . . . . .	148
9.10	Evolution de la composition cationique du complexe d'échange - site 1 . . . . .	149
9.11	Evolution de la conductivité électrique de la lame d'eau et de la solution du sol - site 2 . . . . .	151
9.12	Evolution de l'alcalinité et des ions chlorure dans la solution du sol (en valeurs absolue et relative)- site 2 . . . . .	152
9.13	Evolution de la composition cationique de la solution du sol (en valeurs absolue et relative)- site 2 . . . . .	153
9.14	Evolution de la composition cationique du complexe d'échange - site 2 . . . . .	154
9.15	Evolution de la concentration globale et de l'alcalinité des eaux de lame et du sol - expérience en bac- sol 1 . . . . .	156
9.16	Evolution des quantités de sels dans la lame d'eau suite à la pré-irrigation d'un sol sec. Expérimentations sur 18 parcelles (Ouvry et Marlet, 1999) . . . . .	157
9.17	évolution de la concentration des eaux en surface de la parcelle site 1 . . . . .	158
9.18	évolution du faciès chimique anionique (Valeurs absolues et relatives) en surface de la parcelle - site 1 . . . . .	159
10.1	Comparaison des caractéristiques de trois modèles mécanistes couplés . . . . .	iii
10.2	Caractéristiques chimiques de la solution du monolithe de sol avant et après le traçage . . . . .	ix
10.3	Evolution des charges hydrauliques totales du profil et du niveau de nappe au cours de l'année - site 1 . . . . .	xxi

# Table des matières

<b>Remerciements</b>	<b>iii</b>
<b>Résumé</b>	<b>vii</b>
<b>Summary</b>	<b>ix</b>
<b>Introduction</b>	<b>1</b>
0.1 Définitions préalables	3
0.2 Contexte physique de l'étude	4
0.2.1 Localisation de la zone d'étude	4
0.2.2 Contexte climatique	5
0.2.3 Contexte géologique et pédologique	5
0.2.4 Contexte hydrologique et hydraulique	6
0.2.5 La salinisation des sols à l'Office du Niger	10
0.3 Problématique	11
0.4 Objectifs	12
0.5 L'approche adoptée	14
0.6 Présentation du document	15
<b>I Bases théoriques et bibliographiques</b>	<b>17</b>
<b>1 Les processus géochimiques de la salinisation des sols</b>	<b>21</b>
1.1 Nature des processus géochimiques	21
1.1.1 La précipitation et dissolution des minéraux alcalins	21
1.1.1.1 Concepts théoriques	21
1.1.1.2 Précipitation-dissolution de minéraux dans les sols salés	22
1.1.2 Les échanges cationiques	24
1.1.2.1 Concepts théoriques	24
1.1.2.2 Echanges cationiques dans les sols salés	25
1.1.3 Les processus d'oxydo-réduction	25
1.1.3.1 Concepts théoriques	25
1.1.3.2 Cas des sols rizicoles	27
1.2 Dynamique des phénomènes de salinisation dans les sols cultivés	28
1.2.1 Cinétique des processus géochimiques	28
1.2.1.1 Cinétique dans un système hétérogène	28

1.2.1.2	Cinétique des processus de précipitation et dissolution des minéraux . . . . .	29
1.2.1.3	Cinétique des processus d'échanges cationiques stricts . . . . .	30
1.2.1.4	Cinétique des processus d'oxydo-réduction . . . . .	30
1.2.2	Les non-équilibres . . . . .	31
1.2.2.1	Les causes . . . . .	31
1.2.2.2	Le formalisme . . . . .	32
1.2.3	Evolution des phénomènes de salinisation dans le cas des sols rizicoles . . . . .	33
<b>2</b>	<b>Modélisation des processus hydro-géochimiques</b> . . . . .	<b>35</b>
2.1	Définitions et classification . . . . .	35
2.1.1	Classification des modèles . . . . .	35
2.1.2	Validation des modèles . . . . .	38
2.2	Les modèles de transport non réactif . . . . .	39
2.2.1	Le formalisme . . . . .	39
2.2.2	Confrontation à des données expérimentales . . . . .	39
2.3	Les modèles géochimiques . . . . .	40
2.3.1	Nature des processus modélisés . . . . .	40
2.3.2	Formalisme statique des processus géochimiques . . . . .	40
2.3.3	Formalisme dynamique des processus géochimiques . . . . .	40
2.3.4	Confrontation des modèles à des données expérimentales . . . . .	41
2.4	Les modèles couplés . . . . .	41
2.4.1	Procédure de couplage . . . . .	42
2.4.2	Les modèles de transport réactifs avec modèle géochimique statique . . . . .	42
2.4.3	Les modèles de transport réactifs avec modèle géochimique dynamique . . . . .	43
2.4.4	Confrontation à des données expérimentales . . . . .	43
<b>II</b>	<b>Matériel et méthodes</b> . . . . .	<b>45</b>
<b>3</b>	<b>Présentation des sols et sites d'étude</b> . . . . .	<b>49</b>
3.1	Localisation des sites . . . . .	49
3.2	Caractéristiques des sols . . . . .	51
3.2.1	Caractéristiques minéralogiques, texturales et structurales . . . . .	51
3.2.2	Caractéristiques hydrodynamiques . . . . .	54
3.2.3	Faciès chimiques . . . . .	56
<b>4</b>	<b>Structure et fonctionnement du modèle hydro-géochimique</b> . . . . .	<b>59</b>
4.1	Le module de transfert d'eau PASTIS . . . . .	59
4.1.1	Equation de transfert . . . . .	59
4.1.2	Conditions aux limites . . . . .	60
4.1.3	Paramètres d'entrée et conditions initiales . . . . .	60
4.1.4	Résolution numérique . . . . .	61
4.2	Le module de transport de solutés . . . . .	61
4.2.1	Equation de transport . . . . .	61
4.2.2	Conditions aux limites . . . . .	61
4.2.3	Paramètres d'entrée . . . . .	62
4.2.4	Conditions initiales . . . . .	62
4.2.5	Résolution numérique . . . . .	62

4.3	Le modèle géochimique . . . . .	62
4.3.1	Calcul des activités des espèces en solution . . . . .	63
4.3.2	Formulation cinétique de la précipitation-dissolution des minéraux . . . . .	63
4.3.2.1	Formalisme cinétique général dans le modèle . . . . .	63
4.3.2.2	Lois cinétiques de précipitation-dissolution de minéraux . . . . .	63
4.3.2.3	Lois cinétiques d'échanges cationiques . . . . .	64
4.3.3	Paramètres d'entrée . . . . .	64
4.3.4	Conditions initiales . . . . .	65
4.3.5	Résolution numérique du modèle géochimique . . . . .	65
4.3.5.1	Calcul des activités des éléments en solution . . . . .	65
4.3.5.2	Procédure de précipitation et dissolution des minéraux . . . . .	65
4.3.5.3	Procédure d'échanges binaires . . . . .	66
4.4	Le modèle couplé . . . . .	67
4.4.1	Schéma de fonctionnement du modèle couplé à une profondeur $z$ donnée et sur un pas de temps $dt$ . . . . .	67
4.4.2	Procédure de couplage . . . . .	68
4.4.2.1	Couplage à la première itération ( $k=1$ ) . . . . .	69
4.4.2.2	Couplage à l'itération $k$ . . . . .	70
<b>5</b>	<b>Protocoles expérimentaux</b> . . . . .	<b>73</b>
5.1	Expérimentations sur le sol au contact d'une lame d'eau (bacs) . . . . .	73
5.1.1	Présentation du dispositif . . . . .	74
5.1.2	Protocole de mesure . . . . .	74
5.1.3	Déroulement de l'expérimentation . . . . .	74
5.2	Expérimentations sur monolithe de sol . . . . .	75
5.2.1	Description du dispositif expérimental . . . . .	75
5.2.2	Protocole . . . . .	77
5.2.2.1	Mise à l'équilibre du sol . . . . .	77
5.2.2.2	Traçage par injection-échelon . . . . .	78
5.3	Suivi de profils de sols cultivés . . . . .	78
5.3.1	Dispositif expérimental . . . . .	78
5.3.2	Protocole de mesure . . . . .	78
<b>III</b>	<b>Analyse et modélisation des processus hydro-géochimiques sur un monolithe de sol</b> . . . . .	<b>81</b>
<b>6</b>	<b>Nature et dynamique des processus hydro-géochimiques</b> . . . . .	<b>85</b>
6.1	Résultats . . . . .	85
6.1.1	Méthode de description des éluions . . . . .	85
6.1.2	Profil chimique initial du monolithe . . . . .	86
6.1.3	Elution des ions non réactifs . . . . .	87
6.1.4	Elution des ions réactifs à toutes les profondeurs . . . . .	87
6.1.5	Evolution de la concentration des ions réactifs à une profondeur représentative (15 cm) . . . . .	89
6.2	Analyse des résultats . . . . .	90
6.2.1	Le transport de solutés non réactifs . . . . .	90

6.2.1.1	Le transport convectif-dispersif . . . . .	90
6.2.1.2	Les écoulements préférentiels . . . . .	91
6.2.2	Les réactions hétérogènes . . . . .	92
6.2.2.1	Les échanges cationiques . . . . .	92
6.2.2.2	La précipitation-dissolution de minéraux . . . . .	94
<b>7</b>	<b>Calage d'un modèle couplé . . . . .</b>	<b>97</b>
7.1	Stratégie de calage . . . . .	97
7.2	Calage du module de transport . . . . .	98
7.2.1	Paramétrage . . . . .	98
7.2.2	Résultats du calage . . . . .	99
7.2.3	Analyse des résultats du calage . . . . .	100
7.3	Calage du modèle couplé . . . . .	101
7.3.1	Paramétrage du module géochimique . . . . .	102
7.3.2	Écarts au modèle et sensibilité aux paramètres géochimiques . . . . .	104
7.3.2.1	La cinétique d'échange . . . . .	104
7.3.2.2	La composition initiale du complexe d'échange . . . . .	105
7.3.2.3	La constante cinétique de précipitation-dissolution . . . . .	106
7.3.2.4	La $p\text{CO}_2$ . . . . .	108
7.3.3	Résultats du calage retenu . . . . .	109
7.4	Discussion sur les résultats de calage . . . . .	111
7.4.1	Sensibilité des simulations aux paramètres du modèle . . . . .	111
7.4.2	Analyse du calage retenu . . . . .	112
7.5	Discussion sur les options de paramétrisation et de modélisation . . . . .	113
7.5.1	La procédure de calage . . . . .	113
7.5.2	Choix du type de modèle . . . . .	114
7.5.3	Choix des formalismes utilisés . . . . .	115
<b>IV</b>	<b>Analyse des processus hydro-géochimiques dans les sols rizicoles . . . . .</b>	<b>117</b>
<b>8</b>	<b>Faciès hydro-géochimique des sols d'étude . . . . .</b>	<b>121</b>
8.1	Faciès géochimique des eaux et des sols . . . . .	121
8.1.1	Composition chimique des eaux et des sols . . . . .	121
8.1.1.1	Les eaux d'irrigation et de nappe . . . . .	123
8.1.1.2	La solution du sol en début de saison . . . . .	123
8.1.2	Saturation des sols par rapport aux minéraux alcalins . . . . .	123
8.1.2.1	La calcite . . . . .	124
8.1.2.2	La sépiolithe . . . . .	126
8.1.2.3	L'illite . . . . .	126
8.1.3	Caractéristiques électro-chimiques . . . . .	126
8.2	Evolution des conditions aux limites du profil . . . . .	127
8.2.1	Phases hydrologiques au cours de l'année à l'échelle de l'arroiseur . . . . .	127
8.2.2	Evolution des caractéristiques hydriques des sols et flux au cours de l'année à l'échelle de la parcelle . . . . .	128
8.2.2.1	Evolution des caractéristiques hydriques . . . . .	128
8.2.2.2	Bilan des flux à l'échelle de la parcelle au cours de la saison de culture . . . . .	130

8.3	Analyse des résultats et discussion . . . . .	134
8.3.1	Le faciès chimique . . . . .	134
8.3.1.1	L'hypothèse d'alcalinisation des eaux par concentration . . . . .	134
8.3.1.2	L'existence de faciès alcalins et neutres en début de saison . . . . .	135
8.3.1.3	La présence de minéraux alcalins dans les sols au cours de la saison de culture . . . . .	135
8.3.1.4	Les états d'oxydation et de réduction du sol . . . . .	135
8.3.2	Le fonctionnement hydrologique . . . . .	136
8.3.2.1	Les périodes de pleine culture et de contre-saison . . . . .	136
8.3.2.2	Les périodes de transition . . . . .	136
<b>9</b>	<b>Evolution des caractéristiques géochimiques des sols d'étude</b>	<b>139</b>
9.1	Evolution du $pH$ , de la $pCO_2$ et du Eh . . . . .	139
9.1.1	Evolutions en milieu contrôlé . . . . .	139
9.1.2	Evolutions in situ . . . . .	140
9.2	Evolution des caractéristiques chimiques de la solution du sol . . . . .	144
9.2.1	Evolution des index de saturation de la solution . . . . .	144
9.2.2	Evolution des éléments en solution et sur la matrice échangeable . . . . .	146
9.2.2.1	Site 1 . . . . .	146
9.2.2.2	Site 2 . . . . .	150
9.3	Evolution des caractéristiques chimiques à l'interface lame-d'eau-sol . . . . .	155
9.3.0.3	En milieu contrôlé sans flux convectif . . . . .	156
9.3.0.4	Au champ suite aux préirrigations . . . . .	157
9.3.0.5	Au champs pendant la saison de culture . . . . .	158
<b>10</b>	<b>Analyse couplée des processus hydro-géochimiques</b>	<b>161</b>
10.1	La phase de pré-irrigation . . . . .	161
10.1.1	La dissolution des minéraux . . . . .	162
10.1.1.1	La présence des minéraux alcalins . . . . .	162
10.1.1.2	Les minéraux très solubles . . . . .	162
10.1.1.3	Les minéraux alcalins . . . . .	162
10.1.2	Les échanges cationiques . . . . .	163
10.1.3	Les processus d'oxydo-réduction . . . . .	163
10.1.4	Les mécanismes de transfert . . . . .	163
10.2	La période de saturation du sol . . . . .	163
10.2.1	La dissolution des minéraux . . . . .	164
10.2.2	Les échanges cationiques . . . . .	164
10.2.3	Les processus d'oxydo-réduction . . . . .	165
10.2.4	Les mécanismes de transfert . . . . .	165
10.2.4.1	Les mélanges entre l'eau d'apport et le sol mis en boue . . . . .	165
10.2.4.2	La dilution de la solution du sol par les irrigations . . . . .	166
10.2.4.3	La diffusion entre le sol et la lame d'eau . . . . .	166
10.2.4.4	Le lessivage gravitaire . . . . .	167
10.3	La phase d'assec suivant la vidange finale . . . . .	167
10.3.1	La précipitation des minéraux . . . . .	167
10.3.2	Les échanges cationiques . . . . .	168
10.3.3	Les processus d'oxydo-réduction . . . . .	168

10.3.4 Les mécanismes de transfert . . . . .	168
10.4 Impact des processus sur la salinisation des sols . . . . .	168
10.5 Discussion des hypothèses retenues . . . . .	169
<b>Conclusion</b> . . . . .	<b>171</b>
10.6 Apports de l'étude . . . . .	173
10.6.1 La modélisation des processus hydro-géochimiques . . . . .	173
10.6.2 Le fonctionnement hydro-géochimique des sols . . . . .	174
10.7 Limites de l'étude . . . . .	175
10.7.1 La validation du modèle numérique . . . . .	175
10.7.2 L'étude des processus . . . . .	175
10.8 Propositions pour des recherches futures . . . . .	176
10.8.1 La modélisation . . . . .	176
10.8.2 L'étude des couplages entre processus . . . . .	176
<b>Bibliographie</b> . . . . .	<b>179</b>
<b>Annexes</b> . . . . .	<b>191</b>
10.9 Principales classifications des modèles . . . . .	i
10.10 Comparaison de trois modèles mécanistes couplés . . . . .	iii
10.11 Détermination des coefficients de selectivité . . . . .	v
10.12 Caractéristiques chimiques initiales et finales du monolithe de sol . . . . .	ix
10.13 Résultats des écarts entre simulations et tests de sensibilité . . . . .	xi
10.14 Paramètres des courbes de succion pour les trois sols étudiés . . . . .	xv
10.15 Détermination de la conductivité hydraulique proche de la saturation par TRIMS . . . . .	xvii
10.16 Chimie des eaux et des solutions de sol en début de culture . . . . .	xix
10.17 Charges hydrauliques à différentes profondeurs -site 1 . . . . .	xix
10.18 Gestion de l'irrigation à la parcelle recommandée par l'Office du Niger . . . . .	xxiii

# **Introduction**

L'introduction et le développement des systèmes irrigués ont permis la mise en valeur des terres arables des zones arides. C'est ainsi que depuis une centaine d'années, de grands périmètres ont été construits développant la filière agricole des pays concernés. Cependant, ces pratiques d'irrigation à grande échelle ont modifié le fonctionnement des sols conduisant parfois à la baisse de leur fertilité par le processus de salinisation. Plus de 20 % des terres cultivées sur le globe seraient aujourd'hui affectées à des degrés de dégradation variables par la salinisation (Tyagi, 1996).

Si les effets de la salinisation sont connus, les connaissances sur ces mécanismes, relevant d'un ensemble de processus physico-chimiques, restent insuffisantes pour mener un diagnostic précis et pour évaluer des risques. Cette dernière est une étape indispensable avant de mettre en oeuvre des mesures pour stopper ou limiter le processus de dégradation.

L'analyse des processus conduisant à la salinisation des sols irrigués est l'objet général de cette étude. Il s'insère dans le cadre particulier de recherches sur l'étude des sols irrigués de l'Office du Niger, périmètre irrigué d'environ 60 000 ha. situé dans la zone soudano-sahélienne du Mali.

## 0.1 Définitions préalables

Les définitions des termes relatifs au mécanisme général de la salinisation des sols sont multiples comme le montre Tabet (1999).

Dans cette étude, la *salinisation* sera considérée comme le processus général regroupant trois grands types de phénomènes : la *salinisation neutre*, la *salinisation alcaline* ou *alcalinisation* et la *sodisation*. Ces trois mécanismes peuvent apparaître lorsque la solution du sol se concentre. Le faciès chimique de cette dernière détermine alors la voie empruntée : soit la *voie saline neutre*, soit la *voie alcaline*. La sodisation est une résultante de ces dernières et traduit le phénomène de fixation d'ions sodium sur la matrice solide. Les états résultants de ces processus de salinisation neutre, d'alcalinisation et de sodisation sont qualifiés de *salés*, d'*alcalins* et de *sodiques*. Lorsque les sols sodiques se trouvent au contact d'une eau peu concentrée cela peut conduire à la dégradation de leurs propriétés physiques.

La salinisation peut affecter des milieux naturels sans qu'il y ait intervention directe de l'homme : on parle de *salinisation primaire*. Elle peut aussi être une résultante de pratiques agricoles et d'irrigation sur des sols cultivés : on parle alors de *salinisation secondaire*. Les pratiques d'irrigation agissent comme catalyseur du phénomène naturel de concentration lorsque les quantités de sels apportées par l'eau d'irrigation dans un sol ou un périmètre sont supérieures à celles qui sont exportées. Indirectement, en provoquant la remontée de nappe, elles accentuent aussi les remontées de sels des horizons profonds.

La salinisation est une résultante globale de plusieurs processus chimiques et hydrologiques qui se produisent dans les sols. Il est impossible de prendre en compte les processus sans caractériser l'environnement physique et bio-géo-chimique ainsi que les pratiques hydro-agricoles qui peuvent avoir un impact sur ces derniers. C'est dans cette optique que nous présentons ici brièvement les caractéristiques du milieu étudié.

## 0.2 Contexte physique de l'étude

### 0.2.1 Localisation de la zone d'étude

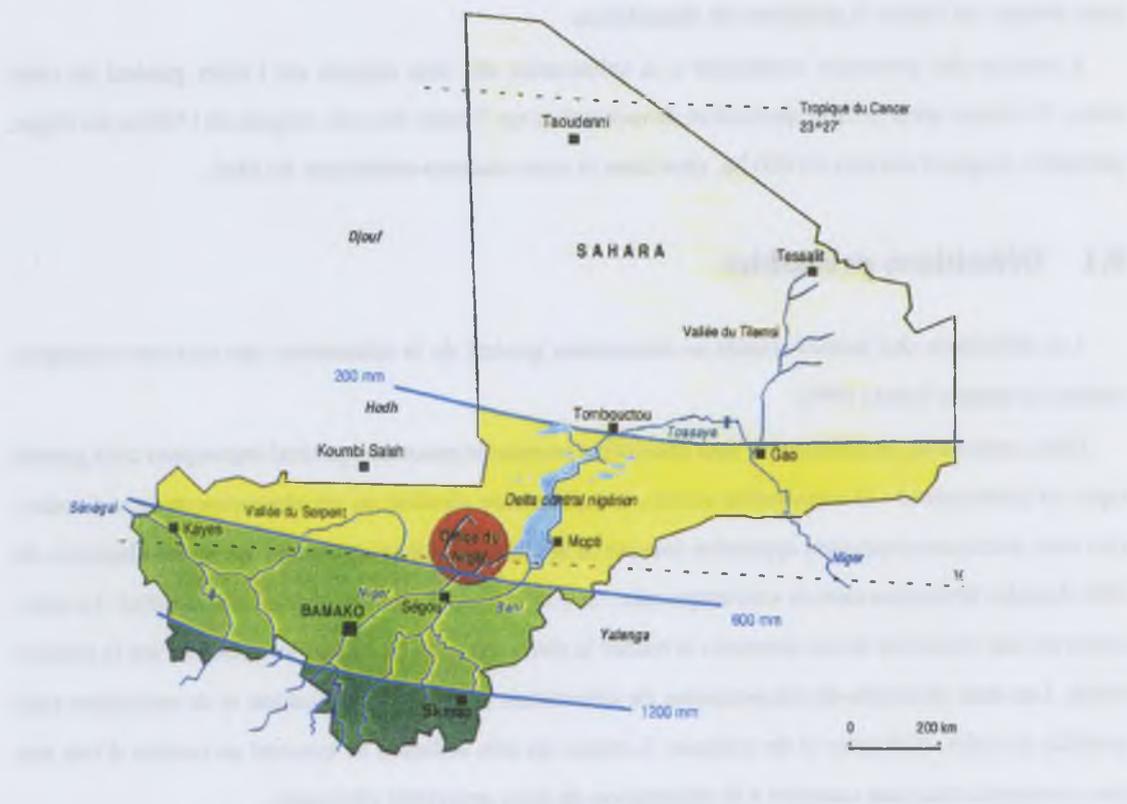


FIG. 1: Situation de l'Office du Niger au Mali. Source : Touré, 1997

La zone d'étude se trouve au Mali, au sud de la zone du Kala inférieur (12 degrés Nord), à proximité de Niono, situé à 100 km au nord de Ségou et à 350 km de Bamako (figure 1). Les sols étudiés dans ce travail se trouvent pour une partie d'entre eux dans le périmètre irrigué de l'Office du Niger et pour une autre partie, en marge de celui-ci (zone non cultivée).

**0.2.2 Contexte climatique**

L' Office du Niger se trouve en zone soudano-sahélienne. Les précipitations sont de l'ordre de 460 mm/an (moyenne 1965-1985) concentrées sur la saison des pluies (*hivernage*) s'étalant de juillet à octobre (figure 2).

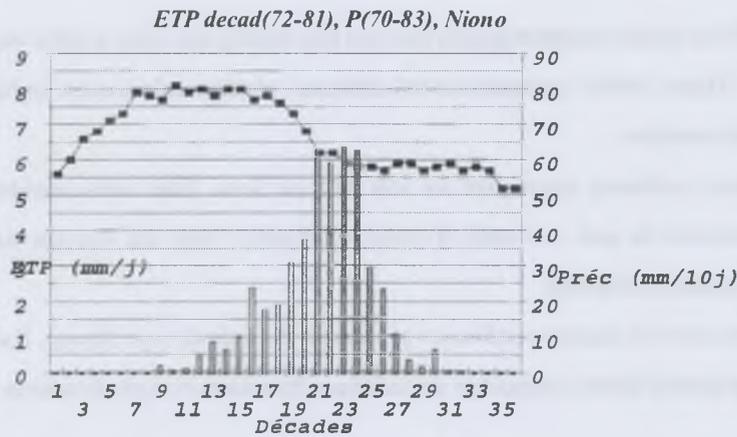


FIG. 2: ETP et précipitations moyennes décadales à Niono (1970-1983)

Deux saisons sèches succèdent à cette saison : la saison froide, de novembre à février, puis la saison chaude. L'évaporation potentielle avoisine les 2500 mm/an et est donc très supérieure au volume des précipitations.

**0.2.3 Contexte géologique et pédologique**

**La géologie** - Le sous-sol est composé de trois unités géologiques dont l'épaisseur est très variable selon les zones (Barral *et al.*, 1996) : le substratum infracambrien, le Continental Terminal et la couverture alluviale.

Le *substratum infracambrien*, formé au début du primaire (580-400 Ma), est constitué de grès et de schistes et est parcouru de systèmes de fractures, de diaclases et de failles permettant d'importantes circulation d'eau. Le toit de cet horizon se situe à une profondeur moyenne de 30 m.

Le *Continental Terminal*, formé par des dépôts à la fin du tertiaire (25 à 2 Ma), est représenté par des alternances d'argiles, d'argiles sableuses et de sables, intercalés de niveaux constitués par des graviers de quartz et d'horizons latéritiques argileux ou concrétionnés. Son épaisseur varie de 10 à 60 mètres.

La *couverture alluviale*, formée au quaternaire sur le crâton Ouest africain affaissé, comprend des alluvions anciennes ou récentes apportées par le Niger, fossile ou actuel. Son épaisseur est comprise entre 5 et 10 mètres.

**La pédologie** - Trois unités morphologiques peuvent être distinguées dans le delta mort de l'Office du Niger (Marlet & N'Diaye, 1998) : les hautes levées sableuses, les dépressions entre les hauteurs sableuses et les cuvettes de décantation.

Les *hautes levées sableuses* regroupent les sols de type *Seno*. Elles sont constituées de sables et de limons et se trouvent de part et d'autre d'anciens défluent ; elles ont souvent servi de support à l'installation des canaux d'irrigation.

Les *dépressions entre les hauteurs sableuses* présentent des sols de type *Danga*. Il s'agit de cuvettes de décantation et de petites levées composées de matériaux limoneux et argilo-limoneux reposant sur des dépôts argileux.

Les *cuvettes de décantation* ont été soumises à une longue inondation lorsque le delta mort était encore fonctionnel. Elles se composent de sols argileux présentant une structure de deux types : une structure prismatique grossière (sols de type *Dian*) ou une structure à surface grenue et polyédrique fine (sols de type *Moursi*).

Les sols *Seno*, *Danga*, *Dian* et *Moursi* ont une fraction argileuse d'importance croissante. Ces argiles sont de type illites, kaolinite et smectite.

#### 0.2.4 Contexte hydrologique et hydraulique

L'Office du Niger totalise à lui seul 60000 ha irrigués : 55000 ha couverts par le riz et 5000 ha par la canne à sucre (Hertzog, 1983; Touré *et al.*, 1997). Cela comprend 43 000 ha de zones récemment réaménagées (maîtrise totale de l'eau) et 17 000 de "hors casiers". C'est de loin le plus grand des périmètres sahéliens même si les réalisations ne couvrent aujourd'hui que 5 % des surfaces dont l'aménagement avait été initialement prévu.

**Historique de la formation du réseau hydrographique du Niger** - A l'ère tertiaire, se produisit un événement géologique majeur, la subsidence du coeur du vieux crâton Ouest Africain (550 Ma) qui a

laissé place à un fossé que combla progressivement le Niger (*Joliba*). Ce dernier inondait également abondamment les plaines au nord de Tombouctou, dans la région d'Arouane, à plus de 300 km au nord du cours actuel (figure 3).

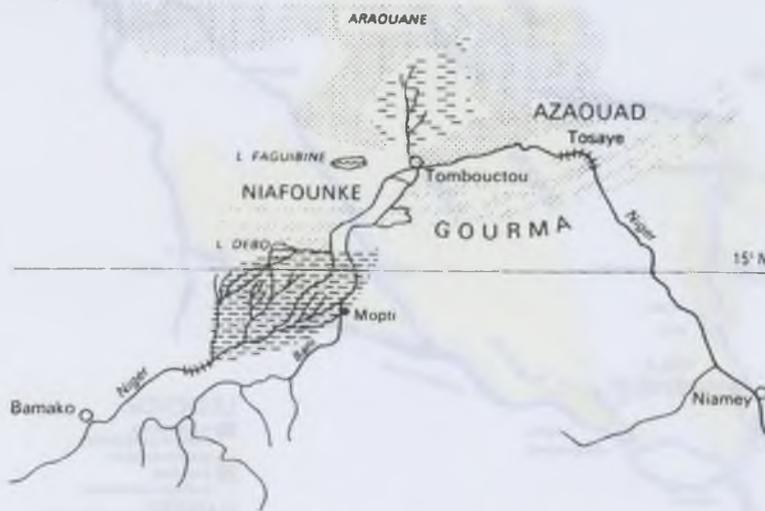


FIG. 3: La boucle du Niger et la zone du delta mort. Source : Rognon, 1989

Vers 7000 av. J.C., les conditions climatiques devinrent plus arides provoquant la formation rapide d'un erg est-ouest barrant la progression du fleuve vers le nord (Rognon, 1989). Cet événement, combiné à un basculement du socle géologique vers l'est, entraîna le glissement du cours du Niger vers l'est et la formation de la boucle du Niger, provoquant l'assèchement des plaines délaissées qui constituent aujourd'hui le delta mort.

**Structure hydraulique** - L'irrigation du delta intérieur fossile est apparue possible par la remise en eau de ces anciens défluent du fleuve Niger : le Fala de Molodo dans le Kala et le Fala de Boki Were dans le Macina (figure 4). Dans ce but, un barrage permettant le réhaussement de la cote du Niger de 5 mètres en période d'étiage, fût édifié, en 1947, à Markala (60 km au Nord de Ségou) sous la direction de l'ingénieur Béline.

L'ensemble du système est conçu pour une irrigation gravitaire.

En amont du barrage de Markala, un canal adducteur (200 m<sup>3</sup>/s de débit, 9 km de longueur) achemine l'eau jusqu'à un ouvrage régulateur, le point A, qui permet la répartition de l'eau dans trois canaux adducteurs approvisionnant trois périmètres : le Kala inférieur (26 000 ha), le Macina (15 000 ha) et les périmètres sucriers du Kala Supérieur (4 000 ha).

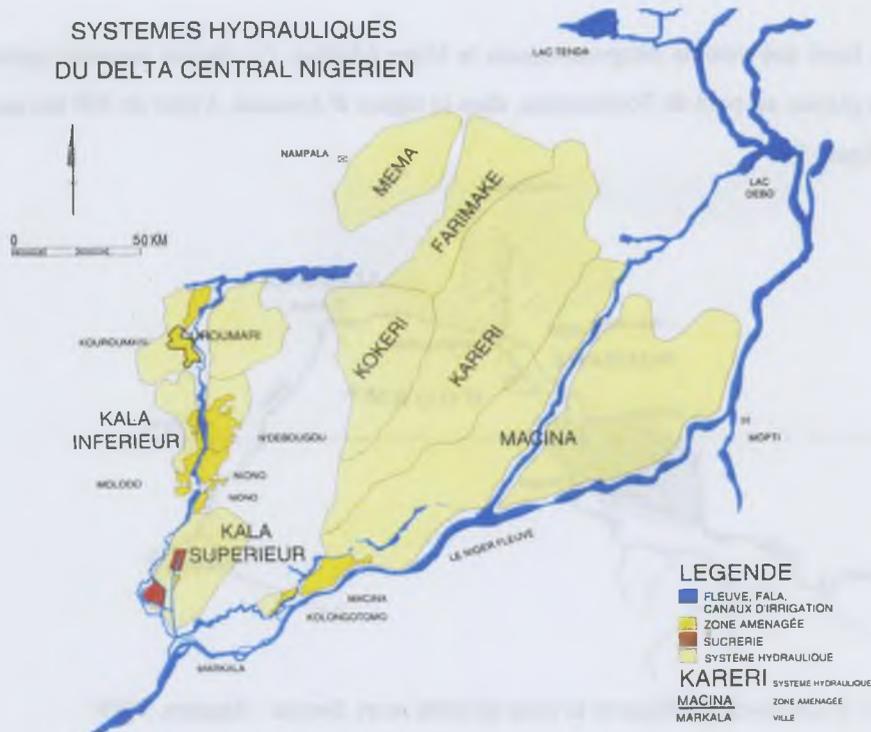


FIG. 4: Structure hydraulique et hydrologique des zones du Delta. Source : Touré, 1997

Sur le distributeur RETAIL (Zone de Niono), le système hydraulique se décline sur quatre niveaux : le canal adducteur (I), le partiteur (II), l'arroseur (III) et la rigole d'arroseur (IV) déversant l'eau dans les parcelles (figure 5). Un système symétrique de drainage est en place (la rigole d'arroseur permet à la fois l'irrigation et le drainage).

La surface moyenne d'un arroseur sur le distributeur RETAIL est de 20 ha en moyenne. Les parcelles rizicoles sont des compartiments de 20 m de large et 100 m de long. Pour le maraîchage (contre-saison), des subdivisions en planches sont réalisées.

**Gestion des cultures irriguées à l'échelle de la parcelle** - Depuis une trentaine d'années, la culture du coton pour laquelle le périmètre avait été conçu, a été délaissée au profit du riz qui représente aujourd'hui plus de 90 % des surfaces cultivées pendant la saison des pluies (*hivernage*) (Barral, 1997). Depuis quelques années, des cultures maraîchères (tomate et échalotte principalement) sont menées pendant la saison sèche (*contre-saison*) sur une partie des surfaces. Aujourd'hui, on distingue trois grands types de pratiques culturales sur le périmètre. La simple culture de riz (pendant la période d'hivernage), la

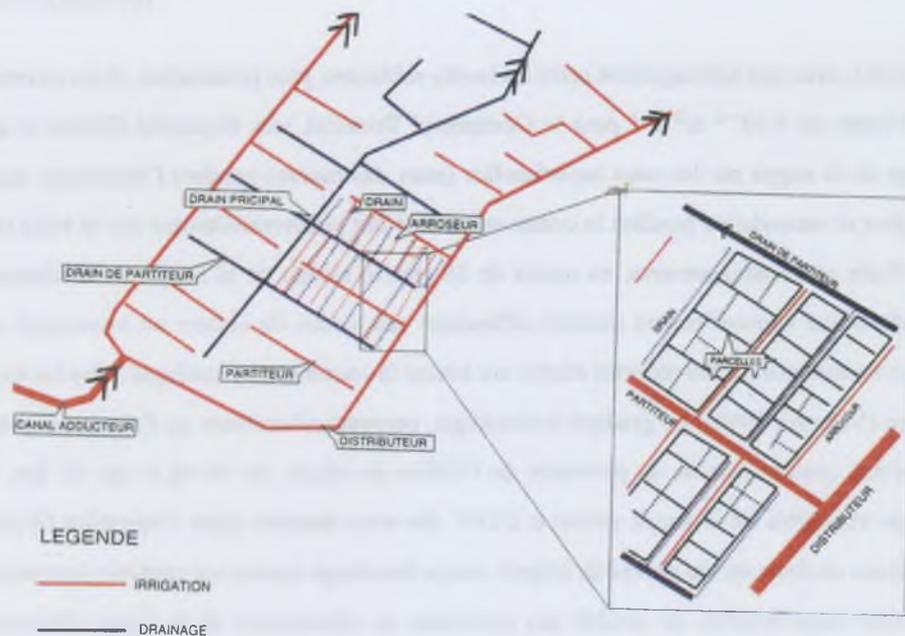


FIG. 5: Structure de la maille hydraulique. Source : Touré, 1997

double culture de riz sur toute l'année et la rotation simple culture de riz (hivernage) et maraîchage (contre-saison).

L'irrigation des parcelles rizicoles se fait par submersion de la parcelle depuis les rigoles d'arroseur. Les pratiques d'irrigation optimales calées sur l'itinéraire technique de la culture du riz telles qu'elles sont observées, dans les zones réaménagées pour une partie des agriculteurs, sont les suivantes.

La parcelle est irriguée en tout début de saison (première pré-irrigation) pour permettre la levée des adventices. La seconde pré-irrigation ameublisse le sol pour permettre le labour. La veille du repiquage, la parcelle est recouverte d'une faible lame d'eau qui sera réhaussée progressivement au cours de la saison, au fur et à mesure du développement des plants de riz. Lorsque ces derniers ont atteint la maturité ("stade laiteux"), la parcelle est vidangée et le riz récolté après ressuyage du sol.

Il s'écoule 90 jours environ entre le repiquage et la récolte. Les observations faites sur le terrain montrent que cet itinéraire optimal ne peut être atteint que dans le cas de parcelles où la disponibilité en eau est assurée à tout moment et la vidange totale de fin de saison possible (Ouvry & Marlet, 1999).

**Fonctionnement hydrologique au niveau du Kala inférieur** - Les trois unités formant l'aquifère présentent des transmissivités croissantes de la surface vers la profondeur : de l'ordre de  $2.4.10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$

pour le niveau alluvial, avec une hétérogénéité entre les levées sableuses, plus perméables, et les cuvettes argileuses et, de l'ordre de  $5.10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$  pour le Continental Terminal, très fragmenté (Barral *et al.*, 1996). La recharge de la nappe par les eaux superficielles (eaux des rizières pendant l'hivernage, eaux des canaux primaires et secondaires pendant la contre-saison) se fait préférentiellement par le biais des zones sableuses. Suite aux aménagements, en moins de 30 ans, le niveau de la nappe a été rehaussé de 40 mètres. Celle-ci est aujourd'hui en position affleurante (en saison de culture en hivernage) ou sub-affleurante (en contre-saison). De récentes études ont attesté la continuité hydraulique entre les trois unités de l'aquifère (Valenza, 1996). Le gradient hydraulique, perpendiculairement au Fala de Molodo, canal adducteur d'une grande portion du périmètre de l'Office du Niger, est de 40 m sur 20 km. Il permet un drainage très faible de la nappe estimé à  $1/230^e$  des eaux amenées pour l'irrigation (Barral *et al.*, 1996). Le réseau de drainage du périmètre irrigué, conçu davantage comme un système permettant l'évacuation des eaux superficielles, ne semble pas contribuer au rabattement de la nappe (Zimmer, 1997).

### 0.2.5 La salinisation des sols à l'Office du Niger

Une étude récente menée au niveau de 1316 exploitations réparties sur l'ensemble de la zone Office du Niger et représentant 15 % des surfaces cultivées, indique que seuls 7.5 % des surfaces montrent, au cours de l'année, des efflorescences salines ou des salants noirs. Ces manifestations traduisent des phénomènes de forte concentration ou de fortes élévations de pH que l'on peut, dans une première approximation, attribuer aux phénomènes de salinisation neutre ou d'alcalinisation (Bas, 1998).

Ces résultats semblent démentir les prévisions alarmistes qui avaient cours au milieu des années 1980 quant à la viabilité du périmètre. Il reste cependant aujourd'hui beaucoup d'interrogations sur l'ampleur du phénomène, la nature et la vitesse d'évolution des processus.

Les enseignements des recherches menées sur ce thème ces quinze dernières années sont les suivants.

Les eaux du Niger utilisées pour l'irrigation présentent une faible concentration ( $CE=0.040 \text{ dS/m}$ ) mais sont alcalines : par concentration, elle peuvent mener aux phénomènes d'alcalinisation et, par conséquence, de sodisation.

La qualité d'une partie des eaux de nappes peut être attribuée à la seule concentration des eaux du Niger ; en revanche, d'autres nappes montrent une salinité neutre élevée qui ne peut résulter d'une concentration des eaux du Niger et qui serait attribuée à des mélanges avec les eaux de nappe profonde, au contact de couches salines du Continental terminal (Bertrand, 1985; Barral & Dicko, 1996; Barral *et al.*,

1996). Le concept de "concentration" des eaux superficielles qui aurait imprimé leurs caractéristiques aux eaux de nappe et des sols est donc remis en question.

Les caractéristiques chimiques des eaux de nappe et des sols affichent une variabilité spatiale très forte à toute échelle (aménagement et arroseur) : la conductivité électrique (CE) et le pH des sols varient, respectivement, dans les gammes de valeurs suivantes : 0.11 à 1.9 dS/m (médiane 0.16 dS/m) et de 4.22 à 9.82 (médiane 7.21) (Marlet & N'Diaye, 1998).

Les mêmes études montrent que les indicateurs chimiques de la dégradation apparaissent sous la dépendance de la situation topographique du sol, sa texture et la gestion de l'eau qui y est appliquée : trois facteurs, parmi d'autres, puisqu'ils n'expliquent que 20 % de la variabilité observée.

Le pH des sols a connu une augmentation significative au cours de l'aménagement (comparaison 1957-1980) qui n'est pas reliée systématiquement à une élévation de la sodicité ; après réaménagement des terres (comparaison 1987 et 1997), le pH et la conductivité électrique ont augmenté significativement pour l'horizon 0-20 cm mais, en revanche, aucune évolution n'est observée en profondeur. Cette modification des caractéristiques chimiques est attribuée, après les réaménagements (1987), à la progression des surfaces cultivées en hivernage et en contre-saison (maraîchage) et au maintien de la nappe en position sub-affleurante pendant toute l'année, induisant des remontées capillaires plus fortes ; l'effet du réseau de drainage sur la concentration des sels ne semble pas avoir été suffisamment important (Marlet & N'Diaye, 1998).

Les bilans salins annuels effectués sur deux années à l'échelle du périmètre apparaissent équilibrés (Zimmer, 1997; Barral, 1997; Ouvry & Marlet, 1999). Compte tenu des volumes d'eau importants qui transitent, le système de drainage superficiel apparaît efficace pour l'évacuation des sels.

Les rendements de riz n'ont cessé de progresser depuis 20 ans (+250 % entre 1980 et 1996) ; les raisons sont à trouver, notamment, dans la systématisation du repiquage et le réaménagement des surfaces. La croissance du riz ne semble pas être sensible à la dégradation chimique du sol (Barral, 1997) et, de part sa nature de culture submergée, n'est pas du tout affectée par la dégradation des propriétés physiques (réduction de la conductivité des sols). En revanche, les cultures de maraîchage, en contre-saison, pourraient être affectées par la dégradation des sols.

### 0.3 Problématique

Les recherches sur la salinisation des sols sont menées à plusieurs échelles, du périmètre irrigué à la particule argileuse, avec des approches variées (approche spatialisée, bilans de sels, étude des processus,

étude des états de dégradation) et de multiples outils (télédétection, système d'information géographique, modèles numériques, outils analytiques). Malgré les nombreux travaux sur le sujet, il subsiste pourtant encore de fortes incertitudes aujourd'hui sur la manière d'évaluer et de prédire la salinisation des sols irrigués. Les indicateurs utilisés pour la caractérisation des états dégradés divergent selon les études, et les prévisions quant à l'évolution des sols à moyen et long terme sont controversées. Les études menées depuis une vingtaine d'années sur l'Office du Niger en sont une bonne illustration.

Trois raisons peuvent être avancées pour expliquer ces états de fait.

La première est liée à la complexité du phénomène. La salinisation est la résultante de plusieurs mécanismes qui se produisent dans les sols cultivés. Parmi eux, on peut citer : les processus de transfert d'eau et de solutés, les processus géochimiques, les processus biochimiques. Ils ont été individuellement très étudiés mais la compréhension de leurs interactions reste très approximative.

La seconde est liée à la grande variabilité des manifestations du phénomène de salinisation. Les processus en interaction sont également dépendants des facteurs extérieurs, qui dans le cas des sols cultivés, sont très variables dans le temps et dans l'espace. En conséquence, l'évolution de la salinisation sera spécifique du milieu et des échelles de temps et d'espace étudiées. Cela rend difficile le transfert des résultats d'un contexte à un autre.

La troisième est davantage d'ordre méthodologique. Les investigations nécessaires pour caractériser dans le temps ce phénomène et les facteurs du milieu qui le provoquent sont lourdes et coûteuses. En conséquence, il existe très peu de chroniques d'observations suffisamment longues, homogènes et complètes pour analyser l'évolution du sol sur le moyen terme et qui pourrait valider les prédictions.

## 0.4 Objectifs

C'est par rapport aux trois niveaux de difficultés décrits précédemment que les objectifs de cette étude ont été fixés.

L'objectif général de ce travail est l'analyse et la modélisation des processus hydro-géochimiques qui concourent à la salinisation des sols dans le cas des sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger.

Nous nous attacherons à identifier les processus hydro-géochimiques et à les caractériser. Nous analyserons leurs interactions et leurs relations avec leur environnement hydrologique et chimique. Nous étudierons leur cinétique et leur évolution. Enfin, nous proposerons un modèle intégrant les processus et prenant en compte ces facteurs et discuterons sa pertinence à rendre compte des observations.

**L'identification des processus hydro-géochimiques** - Les mécanismes majeurs contribuant directement à la salinisation des sols sont connus : il s'agit des processus de transport de solutés et de changement de phases (précipitation-dissolution de minéraux alcalins, échanges cationiques ou mécanismes de dégradation de la structure du sol). Ces processus ont été individuellement très étudiés en conditions contrôlées et sur du sol remanié. En revanche, les travaux de caractérisation des mécanismes *in situ* dans des sols irrigués sont peu nombreux. Il en est de même pour les sols rizicoles qui se différencient des autres sols irrigués par leur gestion particulière. Leur submersion pendant plusieurs mois de l'année entraîne l'apparition du processus d'oxydo-réduction qui, en modifiant les caractéristiques chimiques du milieu peut donc indirectement avoir un impact sur la salinisation.

Nous nous efforcerons de caractériser dans les sols les processus géochimiques majeurs pouvant contribuer à leur salinisation. Nous n'aborderons pas les conséquences physiques de la salinisation, à savoir les mécanismes de dispersion d'argiles ou de désintégration d'agrégats.

**L'étude des interactions** - Le sol est le lieu de multiples interactions entre les différents compartiments et au sein de chacun d'eux. Il constitue également une interface en forte relation avec son environnement (environnement climatique, biologique, hydrologique). La salinisation est un phénomène résultant de l'ensemble de ces relations et interactions. Dans le cas des sols irrigués, les processus de transfert d'eau et de solutés et les processus géochimiques ne peuvent être étudiés séparément. Ces derniers dépendent de l'évolution du milieu qui est provoqué par exemple, par les pratiques d'irrigation. Nous chercherons à caractériser l'ensemble de ces interactions au cours de l'année de culture.

**L'étude des cinétiques des mécanismes** - Les sols cultivés sont dans un milieu en continuelle évolution. Au sein d'un périmètre irrigué, un sol est tour à tour travaillé, irrigué, cultivé, asséché au cours d'une année. Ceci entraîne des situations de non-équilibre comme cela est observé dans la plupart des milieux naturels. Les études fondées sur l'hypothèse d'équilibre dans ces milieux ont montré leur limite. Ce travail s'attachera à étudier la cinétique des mécanismes qui contribuent à maintenir durablement ces déséquilibres.

**Modélisation couplée des processus** - L'utilisation de modèles numériques s'avère nécessaire dans le cas de l'étude de milieux dont le fonctionnement est complexe. Plusieurs modèles numériques existent pour la simulation de mécanismes de transfert ou géochimiques. Très peu en revanche permettent d'in-

tégrer l'ensemble de ces mécanismes dans le but précis de l'étude de la salinisation de profils de sols irrigués. La démarche de modélisation est théoriquement la suivante.

La première étape consiste à développer le modèle en intégrant des formalismes qu'il convient de justifier au regard de la nature des processus étudiés. La seconde consiste à recueillir les informations nécessaires pour paramétrer le modèle, c'est-à-dire l'adapter au milieu physico-chimique étudié. La troisième étape est la caractérisation, à partir d'observations faites sur le milieu, de la situation initiale et les conditions aux limites du système modélisé. La quatrième étape est le calage du modèle, c'est-à-dire l'ajustement des paramètres qui n'ont pas pu être mesurés indépendamment. La cinquième est la validation du modèle, c'est-à-dire la comparaison entre valeurs de simulations produites par le modèle paramétré et les valeurs observées, sur un jeu de données indépendant de celui du calage. Enfin, la sixième et dernière étape est l'utilisation du modèle pour prédire, dans des conditions fixées, l'évolution des phénomènes.

Cette procédure requiert donc d'importantes investigations parallèles au développement de l'outil et est très rarement menée à terme. Dans le domaine de l'étude de la salinisation des sols, très peu de modèles ont fait l'objet de calage ou de validation.

L'objectif fixé ici est donc double : adapter un modèle existant pour le rendre conforme aux processus étudiés et tester la validité de ce modèle par rapport à des observations.

## 0.5 L'approche adoptée

La diversité des processus concernés, la multiplicité des interactions ainsi que la forte variation des facteurs du milieu qui les contrôlent rendent le phénomène de salinisation très variable dans le temps et l'espace. Devant cette complexité, il est nécessaire de faire des choix du point de vue de l'échelle de temps et l'unité d'espace. L'échelle d'espace choisie est celle du profil de sol non remanié. Elle nous semble adaptée à l'étude du couplage entre des mécanismes de transport d'eau et d'éléments et des mécanismes géochimiques. C'est une échelle intermédiaire qui permet l'étude de la résultante globale de processus microscopiques (les processus géochimiques par exemple). C'est aussi une échelle adaptée pour étudier les effets des pratiques agricoles et d'irrigation menées à l'échelle de la parcelle ou du périmètre irrigué. Nous observerons les évolutions du sol sur des pas de temps journaliers à hebdomadaires.

Ce choix d'échelle est volontairement restrictif ce qui permet de multiplier les moyens d'investigation pour atteindre notre objectif de compréhension des mécanismes et de leur couplage. Pour cela, nous

avons choisi trois outils complémentaires : des expérimentations au laboratoire, des suivis de deux profils de sols cultivés en plein champ et un modèle numérique.

**Les expérimentations au laboratoire** - Deux expérimentations ont été mises en place au laboratoire. La première est le suivi de l'évolution des caractéristiques chimiques d'un monolithe de sol sur lequel est appliquée une solution. Elle vise à l'étude des processus de précipitation/dissolution de minéraux et d'échanges cationiques ainsi que leur cinétique dans le contexte d'un sol saturé en infiltration. Les données recueillies permettront également de caler et tester le modèle numérique. La seconde expérimentation vise à étudier les phénomènes de diffusion des solutés du sol vers la lame d'eau qui le recouvre. Cette expérimentation faite dans des bacs reproduit une situation que l'on rencontre dans les parcelles rizicoles pendant la saison de culture.

**Les suivis in situ** Les caractéristiques hydro-géochimiques de deux profils de sols ont été suivies au niveau de deux parcelles rizicoles cultivées pendant une saison. L'impact des pratiques d'irrigation et des pratiques agricoles a notamment été traduit en terme d'évolution de flux d'eau au travers de ces profils. C'est sur la base de ces deux types d'observations que le fonctionnement hydro-géochimique des sols cultivés sera étudié et comparé au cas simplifié du monolithe de sol.

**Le modèle numérique** - L'intérêt de l'utilisation du modèle numérique comme appui à l'analyse des processus a déjà été détaillé précédemment. Dans cette étude, la modélisation est à la fois un objectif et une méthode.

## 0.6 Présentation du document

Dans la première partie, sur la base d'une étude de la littérature existante, nous commencerons par rappeler les fondements théoriques des processus hydro-géochimiques en insistant sur leur utilisation dans le cadre de travaux d'étude de la salinisation des sols (1). Nous verrons ensuite comment ils ont été utilisés dans le cadre de modèles numériques et évaluerons le succès de ces derniers à rendre compte de phénomènes de salinisation observés à l'échelle macroscopique (2). Cette analyse bibliographique nous amènera à faire des choix quant à la conduite d'expérimentations et au type de modèle numérique à utiliser.

Dans la seconde partie, nous présenterons la méthodologie mise en place pour cette étude. Nous présenterons d'abord les sols et sites d'étude (3). Nous présenterons ensuite le modèle mécaniste hydro-

géochimique utilisé (4). Nous insisterons sur le choix des options numériques et sur les améliorations effectuées pour le rendre plus adapté à notre problématique. Nous présenterons les expérimentations et suivis mis en place pour étudier les processus d'une part et permettre de caler le modèle d'autre part (5).

Dans la troisième partie, nous étudierons les processus en milieu contrôlé (monolithe de sol) en menant tout d'abord une analyse à partir des observations (6). En procédant au calage du modèle et à des tests de sensibilité, nous verrons comment celui-ci peut rendre compte des processus analysés sur le monolithe de sol (7).

Nous nous attacherons alors dans la quatrième partie à comprendre l'évolution des processus *in situ* dans un sol cultivé. Nous commencerons par caractériser le sol et son environnement duquel dépendront l'évolution des processus de salinisation (8). Nous présenterons ensuite les évolutions chimiques du sol sur une année de culture (9). Sur la base des résultats détaillés dans ces deux chapitres, nous proposerons et discuterons un schéma de fonctionnement des processus dans le cas des sols rizicoles étudiés (10).

Nous terminerons ce document par un bilan des avancées et des limites de l'étude et par des suggestions pour des travaux de recherche futurs.

**Première partie**

**Bases théoriques et bibliographiques**

*Dans cette partie nous nous proposons de faire un état de l'art des travaux de recherche portant sur les processus géochimiques conduisant à la salinisation des sols.*

*Nous présenterons tout d'abord, dans le chapitre 1, les connaissances existantes sur la nature et sur les cinétiques de ces processus. Nous en rappellerons les fondements théoriques et verrons comment ils sont pris en compte pour traduire le mécanisme de la salinisation dans le cas des sols irrigués et submergés, comme le sont les sols rizicoles étudiés. Nous mènerons une analyse critique de ces travaux et identifierons les blocages.*

*Nous présenterons ensuite dans le chapitre 2 les modèles numériques existants pour l'étude des processus hydro-géochimiques. Nous comparerons leurs formalismes et discuterons de leur pertinence pour l'étude de la salinisation des sols irrigués.*

## Chapitre 1

# Les processus géochimiques de la salinisation des sols

Le sol est un système hétérogène car il comporte plusieurs phases qui réagissent par leur surface de contact. Les réactions géochimiques sont des réactions hétérogènes entre solution et phase solide. Nous étudierons dans ce chapitre trois réactions de changement de phase qui peuvent contribuer au mécanisme de salinisation : les réactions de précipitation-dissolution de minéraux, les réactions d'échanges cationiques et les réactions d'oxydo-réduction ; ces dernières peuvent être soit des réactions hétérogènes, soit homogènes.

Dans un premier temps nous décrirons la nature de ces processus (1.1). Nous commencerons par la description des lois thermodynamiques de base qui les régissent afin de voir leurs points communs et différences. Nous discuterons ensuite les résultats obtenus par des travaux portant sur des milieux naturels ou cultivés.

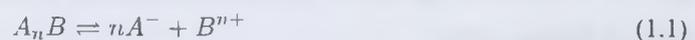
Dans un second temps, nous discuterons des résultats de recherche sur les cinétiques des réactions, telles qu'elles peuvent être observées expérimentalement dans les milieux fermés ou déduites des observations faites sur des milieux naturels et cultivés (milieu ouvert) (1.2).

### 1.1 Nature des processus géochimiques dans le cas des sols salés

#### 1.1.1 La précipitation et dissolution des minéraux alcalins

##### 1.1.1.1 Concepts théoriques

La réaction de dissolution-précipitation d'un minéral  $A_nB$  s'écrit :



Comme pour toute réaction chimique, l'Enthalpie libre, ou Energie de Gibbs,  $\Delta G_r$  s'écrit :

$$\Delta G_r = \Delta G_r^0 + RT \ln \frac{(A^-)^n \cdot (B^{n+})}{(A_n B)} \quad (1.2)$$

où  $\Delta G_r^0$  ( $\text{kJ} \cdot \text{mol}^{-1}$ ) est l'enthalpie libre standard à  $25^\circ\text{C}$  et à 1 atm.,  $R$  est la constante des gaz parfaits ( $8.314 \cdot 10^{-3} \text{kJ/deg} \cdot \text{mol}$ ),  $T$  la température absolue et  $(A^-)$  et  $(B^{n+})$  et  $(A_n B)$  les activités des éléments impliqués dans la réaction. Le signe de  $\Delta G_r$  indique le sens de la réaction qui se produit vers la gauche, si  $\Delta G_r > 0$ , et, vers la droite, si  $\Delta G_r < 0$ .

A l'équilibre,  $\Delta G_r = 0$ , et on a :

$$\Delta G_r^0 = -RT \ln \frac{(A^-)_{\text{éq.}}^n \cdot (B^{n+})_{\text{éq.}}}{(A_n B)} \quad (1.3)$$

et finalement, en substituant 1.3 dans 1.2 :

$$\Delta G_r = RT \cdot \ln \left[ \frac{\left[ \frac{(A^-)^n \cdot (B^{n+})}{(A_n B)} \right]}{\left[ \frac{(A^-)_{\text{éq.}}^n \cdot (B^{n+})_{\text{éq.}}}{(A_n B)} \right]} \right] = RT \ln \left[ \frac{Q_{A_n B}}{K_{A_n B}} \right] \quad (1.4)$$

avec  $(A^-)_{\text{éq.}}$  et  $(B^{n+})_{\text{éq.}}$  les activités des ions  $A^-$  et  $B^{n+}$  à l'équilibre,  $K_{A_n B}$  le produit de solubilité et  $Q_{A_n B}$ , le produit ionique de la solution par rapport au minéral  $A_n B$ . La valeur du produit de solubilité dépend de la température. Les variations de la constante de masse en fonction de celles de la température sont calculées par la loi de Van't Hoff ou ajustées pour chaque minéral selon des formulations empiriques comme, par exemple, celles de Nordstrom *et al.* (1990).

On apprécie l'état de saturation d'une solution par rapport au minéral  $A_n B$  par l'indice de saturation  $IS_{A_n B}$  qui s'écrit :

$$IS_{A_n B} = \log \left( \frac{Q_{A_n B}}{K_{A_n B}} \right) \quad (1.5)$$

Une solution est sous-saturée et sur-saturée lorsque  $IS$  est, respectivement, négatif et positif : elle est à l'équilibre avec le minéral lorsque  $IS=0$ .

### 1.1.1.2 Précipitation-dissolution de minéraux dans les sols salés

Dans les sols, lors de la concentration des eaux, des minéraux sont susceptibles de précipiter ce qui modifie la composition des solutions. Les précipitats les plus communs sont : la calcite, la silice amorphe, le gypse et les minéraux argileux contribuant principalement au contrôle du magnésium et du potassium (Appelo & Postma, 1993).

Dans les bassins alluvionnaires du Niger (N'Diaye, 1987; Valles *et al.*, 1989; Barberio & Valles, 1992; Marlet *et al.*, 1996), du Sénégal (Boivin *et al.*, 1998) ou de l'Indus (Condom *et al.*, 1999) et au Mali (Valles *et al.*, 1989), il a été montré que les solutions pouvaient être, selon les cas, contrôlées par la précipitation de calcite, de trona, de gypse et de silicate magnésien proche de la sépiolite et d'illite.

Lorsque la solution se concentre, la calcite et la sépiolite précipitent, contribuant au contrôle de l'alcalinité et des molarités en calcium et magnésium qui ne peuvent augmenter simultanément. Rappelons que l'alcalinité se définit comme la somme des cations pouvant accepter des protons (Bourrié, 1975). Dans les milieux alcalins, l'alcalinité peut se réduire à l'alcalinité carbonatée (Valles, 1985). Dans une solution, elle se calcule alors classiquement par différence, exprimée en équivalents, des cations et des anions non carbonatés.

Lors du phénomène de concentration de la solution, si la somme des équivalents de calcium et magnésium est supérieure à l'alcalinité dans la solution de départ, l'alcalinité décroît et les molarités en calcium et magnésium augmentent à un rythme inférieur à celui du facteur de concentration. L'évolution chimique qui en découle correspond à la voie saline neutre de la salinisation (Cheverry, 1974; Servant, 1986). Dans une situation inverse, l'alcalinité augmente et les molarités en calcium et magnésium diminuent. L'évolution ultérieure du sol suit alors la voie alcaline de la salinisation ou alcalinisation.

Pour prédire l'évolution de la composition chimique d'une solution, le concept d'alcalinité résiduelle (Van Beek & Van Breemen, 1973; Al Droubi *et al.*, 1978) est utilisé. L'alcalinité résiduelle est calculée en soustrayant à l'alcalinité les équivalents de cations et en additionnant les équivalents d'anions qui sont impliqués dans les précipitations. Appliqué habituellement à la précipitation de calcite et de sépiolite, ce concept est équivalent à celui de *Residual Sodium Carbonates* (RSC) qui se définit comme :

$$RSC = \text{alcalinité} - [Ca^{2+}] - [Mg^{2+}] \quad (1.6)$$

avec  $[Ca^{2+}]$ , et  $[Mg^{2+}]$ , les concentrations de  $Ca^{2+}$  et  $Mg^{2+}$  (eq.l<sup>-1</sup>)

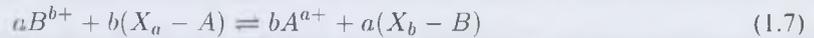
L'impact des processus de précipitation-dissolution de minéraux est majeur dans le cas de l'évolution de sols soumis à de fortes concentrations, autant du point de vue quantitatif (modification des concentrations d'éléments en solution) que qualitatif (évolution vers un faciès salé neutre ou alcalin). L'alcalinité résiduelle, invariante au regard de la précipitation des minéraux qui contribuent au contrôle de l'alcalinité, est donc un indicateur clef pour déterminer la voie de salinisation.

## 1.1.2 Les échanges cationiques

### 1.1.2.1 Concepts théoriques

Dans les milieux naturels, ce sont les minéraux argileux, la matière organique et, dans une moindre mesure, les oxydes, qui ont une capacité à échanger des cations avec la solution qui est à leur contact.

L'échange de deux cations A, de valence a, et B, de valence b, entre la solution et l'échangeur X peut s'écrire comme :



Tout comme dans le cas d'une réaction de précipitation-dissolution d'un minéral, la loi d'action de masse donne l'expression de l'enthalpie libre  $\Delta G_r$  ( $kJ.mol^{-1}$ ) :

$$\Delta G_r = \Delta G_r^0 + RT \ln \frac{[A^{a+}]^b [X_b - B]^a}{[B^{b+}]^a [X_a - A]^b} \quad (1.8)$$

où  $[A^{a+}]$ ,  $[B^{b+}]$ ,  $[X_a - A]$ ,  $[X_b - B]$ , sont les activités des ions  $A^{a+}$  et  $B^{b+}$ , respectivement en solution, et sur le complexe d'échanges.

A l'équilibre, on a :

$$\Delta G_r^0 = -RT \ln \left[ \frac{[A^{a+}]_{\text{éq}}^b [X_b - B]_{\text{éq}}^a}{[B^{b+}]_{\text{éq}}^a [X_a - A]_{\text{éq}}^b} \right] = -RT \ln K_{A/B} \quad (1.9)$$

avec  $K_{A/B}$ , la constante d'équilibre de la réaction.

En substituant 1.9 dans 1.8, on obtient finalement :

$$\Delta G_r = RT \ln \left[ \frac{\frac{[A^{a+}]^b [X_b - B]^a}{[B^{b+}]^a [X_a - A]^b}}{\frac{[A^{a+}]_{\text{éq}}^b [X_b - B]_{\text{éq}}^a}{[B^{b+}]_{\text{éq}}^a [X_a - A]_{\text{éq}}^b}} \right] \quad (1.10)$$

Il existe plusieurs formulations pour expliciter la constante d'équilibre K (Gapon, 1933; Gaines & Thomas, 1953). Gaines & Thomas (1953) traduisent la constante d'équilibre en un coefficient de sélectivité  $K_{A/B}^{G/T}$ . Cette convention présente l'intérêt d'être cohérente du point de vue thermodynamique et de proposer une formulation des activités des cations échangeables comme la fraction échangeable  $E$  de ces cations, qui peut être mesurée expérimentalement.

Ainsi, pour des échanges monovalents ou divalents, on peut expliciter  $K_{A/B}^{G/T}$  à partir de la relation thermodynamique (1.9) :

$$K_{A/B}^{GI} = \frac{[A^{a+}]^b \cdot E_B^a}{[B^{b+}]^a \cdot E_A^b} \quad (1.11)$$

avec  $E_A = \frac{a \cdot N_A}{a \cdot N_A + b \cdot N_B}$ ,  $N_A$  et  $N_B$ , molalités ( $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) des cations sur le complexe d'échange. Le coefficient de selectivité traduit un équilibre qui est dépendant de la nature minéralogique des constituants du sol et de la composition du complexe d'échanges.

### 1.1.2.2 Echanges cationiques dans les sols salés

Dans les sols, les quantités de cations adsorbées, même pour les sols dont la capacité d'échange cationique (CEC) est faible, sont très importantes au regard de celles qui sont en solution. Une faible variation de la composition du complexe d'échange peut considérablement modifier les proportions relatives de cations en solution. Ce pouvoir tampon confère aux processus d'échanges cationiques un rôle majeur dans l'évolution des caractéristiques chimiques du sol.

Dans un processus de concentration tel qu'il a été décrit précédemment (1.1.1.2), le sodium, qui n'intervient pas dans la précipitation des minéraux, se concentre dans la solution et est adsorbé sur le complexe d'échange au détriment du calcium, magnésium ou potassium. Cela conduit à la sodisation du sol. On apprécie le niveau de sodicité d'un sol par le pourcentage de sodium échangeable (ESP). Lorsqu'un sol sodique est mis en contact avec une solution peu concentrée, des phénomènes d'explosion des agrégats (Abu-Sharar *et al.*, 1987) et de dispersion (McNeal & Coleman, 1966) des argiles interviennent, altérant durablement les propriétés physiques et hydrodynamiques du sol. L'induration (So & Aylmore, 1993) des sols ou la formation de croûtes superficielles (Sumner, 1993; Hoogemoed, 1994) en sont les manifestations macroscopiques.

Le mécanisme d'échange cationique est, tout comme la précipitation-dissolution de minéraux, un processus de changement de phase prépondérant pour expliquer l'évolution chimique et physique des sols salés.

## 1.1.3 Les processus d'oxydo-réduction

### 1.1.3.1 Concepts théoriques

La réaction générale d'oxydoréduction entre deux couples  $D_{ox}/B_{red}$  et  $C_{ox}/G_{red}$  s'écrit comme :



Tout comme les réactions de changements de phase, l'enthalpie libre de Gibbs de la réaction 1.12 s'écrit alors :

$$\Delta G_r = \Delta G_r^0 + RT \ln \frac{(D_{ox})^d (G_{red})^g}{(B_{red})^b (C_{ox})^c} \quad (1.13)$$

où  $\Delta G_r^0$  est l'enthalpie libre standard ( $\text{kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$ ) à  $25^\circ\text{C}$  et à 1 atm.,  $R$  est la constante des gaz parfaits ( $8.314\cdot 10^{-3}\text{kJ}/\text{deg}\cdot\text{mol}$ ),  $T$  la température absolue et  $(D_{ox})$ ,  $(G_{red})$ ,  $(B_{red})$ , et  $(C_{ox})$  les activités des éléments impliqués dans la réaction.

L'enthalpie libre peut être reliée au potentiel d'une réaction électrochimique par :

$$\Delta G_r = nFE \quad (1.14)$$

où  $n$  est le nombre d'électrons transférés pendant la réaction,  $F$  la constante de Faraday ( $96.42\text{ kJ}/\text{volt}$ ) et  $E$  le potentiel électrique (Volt). On en déduit ainsi la relation de Nernst :

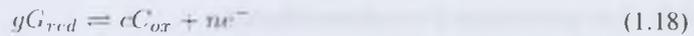
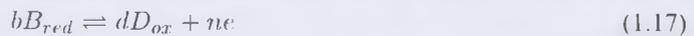
$$E = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{(D_{ox})^d (G_{red})^g}{(B_{red})^b (C_{ox})^c} \quad (1.15)$$

avec  $E^0$ , le potentiel standard.

La combinaison de la relation (1.15) appliquée simultanément à la réaction (1.12) et à la réaction analogue pour le couple  $\text{H}^+/\text{H}_2$ , fournit une expression du potentiel  $Eh$  d'un couple  $D_{ox}/B_{red}$  en référence au couple  $\text{H}^+/\text{H}_2$  :

$$Eh = E^0 + \frac{RT}{nF} \ln \frac{(D_{ox})^d}{(B_{red})^b} \quad (1.16)$$

Il est souvent plus simple de traiter les réactions rédox en ne considérant que les demi-réactions. Ainsi la réaction 1.12 se décompose en deux réactions :



La constante d'équilibre  $K_{D_{ox}-B_{red}}$  de 1.17 s'écrit :

$$K_{D_{ox}-B_{red}} = \frac{(D_{ox})^d (e^-)^n}{(B_{red})^b} \quad (1.19)$$

Cela conduit à considérer, pour le couple  $D_{ox}/B_{red}$ , un potentiel électrode qui se définit comme :

$$pe = -\log(e^-) \quad (1.20)$$

avec ( $e^-$ ) l'activité de l'électron.

La valeur de  $pe$  se déduit de  $Eh$ , paramètre accessible à la mesure, par :

$$pe = \frac{F}{2.303.RT} Eh \quad (1.21)$$

soit, à  $25^\circ C$  et à 1 atm.,

$$pe = \frac{1}{0.059} Eh \quad (1.22)$$

La libération d'électron dans le milieu s'accompagne généralement de celle de protons. C'est le cas pour la réaction (1.23). Les réactions d'oxydo-réduction ont donc un impact sur le  $pH$  du milieu. Cette propriété est importante à noter dans le cas de l'étude de sol alcalin car cela influe directement sur les balances alcalines et donc sur les autres processus géochimiques (précipitation-dissolution de minéraux).

### 1.1.3.2 Cas des sols rizicoles

Dans le cas d'un sol rizicole, la submersion d'un sol est le facteur déclenchant de l'ensemble des phénomènes de réduction, puisque la lame d'eau mise en place constitue un obstacle à la réalimentation du sol en dioxygène, la diffusion des gaz étant environ 1000 fois plus lente dans l'eau que dans les pores gazeux.

Dans le cas des eaux naturelles, la séquence des réactions mise en jeu pour un niveau de réduction croissant et pour des  $pH$  voisins de 7 est la suivante (Appelo & Postma, 1993). L'oxygène est tout d'abord rapidement réduit ; puis, lorsqu'ils sont présents, des ions nitrates, les éléments manganèse (Mn(IV)) et fer (Fe(III)) sont successivement réduits pour des valeurs de  $Eh$  respectivement comprises entre 0.2 et 0.4 V., voisines de 0.2 et comprises entre -0.05 et -0.2 V. Enfin, pour des niveaux de réduction très élevés, les ions sulfates sont, à leur tour, réduits.

Les processus redox mis en jeu dans le cas des sols rizicoles, submergés pendant plusieurs mois de l'année, ont été étudiés de façon approfondie par Ponnampereuma *et al.* (1967) et Ponnampurema (1972).

Ces auteurs mettent en évidence des réactions electro-chimiques impliquant les systèmes : Mn(IV)oxydes-Mn(II), Fe(III)oxydes-Fe(II) et Sulfates-Sulfure. A titre d'exemple, l'équilibre du système  $Fe(OH)_3 - Fe^{2+}$  s'écrit :



L'évolution des caractéristiques chimiques du sol, suite à la submersion, est détaillée en 1.2.1.4.

La prise en compte des mécanismes rédox, lorsqu'ils existent, est nécessaire dans le cadre de l'étude de l'alcalinisation d'un sol. En effet, les réactions de réduction et d'oxydation interviennent dans les bilans alcalins car elles sont, respectivement, productrices et consommatrices d'alcalinité. De plus, de façon plus générale, la submersion, en freinant les échanges gazeux, provoque une hausse de la teneur de CO<sub>2</sub> dans le sol ce qui peut influencer directement sur les processus géochimiques de l'alcalinisation.

## 1.2 Dynamique des phénomènes de salinisation dans les sols cultivés

Les trois réactions hétérogènes présentées précédemment sont actives dans les sols salés rizicoles. Les formalismes décrits, basés sur des lois à l'équilibre, permettent de connaître le sens d'évolution de ces réactions. En revanche, ils ne fournissent aucune information sur leur vitesse.

Dans les milieux naturels, des situations d'équilibres sont très rarement observées (Appelo & Postma, 1993). Nous allons ici discuter des causes de ces non-équilibres en nous appliquant à distinguer les cinétiques liées aux processus géochimiques *sensu stricto* des cinétiques apparentes observées dans des milieux structurés. Les causes de ces dernières peuvent être liées à la structure du milieu et aux perturbations qui l'affectent (écoulement d'eau).

### 1.2.1 Cinétique des processus géochimiques

#### 1.2.1.1 Cinétique dans un système hétérogène

Les réactions hétérogènes comportent plusieurs étapes. Chaque réaction intermédiaire obéit à une même loi, le loi de Van't Hoff, et se fait à une vitesse différente.

Les étapes réactionnelles décrites pour les mécanismes de précipitation-dissolution des minéraux (Madé, 1991) ou d'échanges (Boyd *et al.*, 1947) sont similaires. On distingue cinq étapes :

1. Le transport du réactif vers la surface solide, minérale ou échangeable ;
2. l'adsorption sur la surface dans le cas des minéraux et, dans le cas des échanges, la diffusion intraparticulaire de la surface au site d'échange au travers de la double couche électrique diffuse (Hörst *et al.*, 1990) ;

3. la réaction de surface *sensu stricto* ;
4. la désorption des produits issus de la réaction selon les mêmes mécanismes que ceux de l'étape 2 ;
5. l'éloignement des produits de la surface par diffusion. Dans le cas des réactions d'oxydation-réduction, on ne distingue que les phases de diffusion (1 et 5) et la réaction de surface (3).

C'est l'étape élémentaire la plus lente qui impose sa vitesse à l'ensemble de la réaction. Nous nous attacherons, dans cette partie, à étudier la cinétique des réaction de surface, correspondant à l'étape 3, qui sont des réactions géochimiques *sensu stricto*. Nous aborderons la cinétique des autres étapes dans le cadre de la discussion sur les non-équilibres des milieux naturels (1.2.2).

La vitesse de la réaction de surface répond au formalisme général suivant :

$$\vartheta = k_{\text{exp}} \cdot \left[ -\frac{\Delta G_r}{RT} \right] \quad (1.24)$$

avec,  $\vartheta$ , vitesse de la réaction et  $k_{\text{exp}}$ , une constante cinétique déterminée expérimentalement. Dans le cas d'une réaction homogène, cette vitesse de réaction est exprimée par unité de volume et, dans le cas d'une réaction hétérogène (solution/minéral) par unité de surface.

### 1.2.1.2 Cinétique des processus de précipitation et dissolution des minéraux

De très nombreuses études cinétiques de précipitation-dissolution des minéraux (Al Droubi *et al.*, 1978; Plummer *et al.*, 1979; Inskeep, 1985) en particulier des minéraux carbonatés comme la calcite ou la dolomite ont permis de déterminer des constantes cinétiques, exprimées par unité de surface. Elles permettent de renseigner la relation cinétique précédente (1.24). Cette relation combinée à la relation (1.4) donne :

$$\vartheta = -k_{\text{exp}} \cdot \ln \left[ \frac{Q_{A_n B}}{K_{A_n B}} \right] \quad (1.25)$$

Lorsque  $\left[ \frac{Q_{A_n B}}{K_{A_n B}} \right]$  est supposé voisin de 1, cette relation est similaire à celle proposée par Madé (1991) pour une réaction de dissolution d'un minéral contrôlée par la réaction de surface (étape 3) :

$$\vartheta_{dm}^S = k_{i,m}^S \cdot S_m \cdot \left[ 1 - \left( \frac{Q_m}{K_m} \right)^{1/q} \right]^{n'} \quad (1.26)$$

avec,  $\vartheta_{dm}^S$  est la vitesse de dissolution du minéral  $m$  (moles. $\text{an}^{-1}$ ) positive lorsque le minéral se dissout,  $k_{v,m}^S$  la constante cinétique (moles. $\text{m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ),  $S_m$  la surface de contact effective entre le minéral et la solution ( $\text{m}^2.\text{kg}_{\text{solution}}^{-1}$ ),  $Q_m$  et  $K_m$  (-), respectivement les produits ioniques et de solubilité du minéral  $m$  à  $T$  et  $P$  fixés,  $q$  constante et  $n'$  constante déterminant l'ordre de la réaction.

Cette formulation théorique est adaptée à l'étude des phénomènes dans le cas de minéraux purs, dont on peut connaître la surface réactive et dans le cas d'un système fermé (expérience en batch) dont la vitesse d'évolution ne dépend que des processus de réaction de surface. Dans ces conditions, ces réactions cinétiques tendent à amener le système à l'équilibre.

Cette relation présente en revanche des limites dans le cas de la formalisation des cinétiques de processus dans les milieux naturels (systèmes ouverts), pour lesquels la surface spécifique des minéraux est difficile à déterminer.

### 1.2.1.3 Cinétique des processus d'échanges cationiques stricts

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

### 1.2.1.4 Cinétique des processus d'oxydo-réduction

Tout comme les autres réactions, les réactions d'oxydation et de réduction suivent des lois cinétiques qui dépendent de la surface des oxydes considérés (Nicholson *et al.*, 1988). La vitesse de ces réactions biochimiques dépend également de la dynamique de développement des populations bactériennes. Une des causes des cinétiques lentes observées est le nombre de produits intermédiaires requis pour passer d'une forme réduite à une forme oxydée. La vitesse des réactions dépend des conditions du milieu. L'oxydation de Fer (II), par exemple, suit une cinétique de premier ordre dépendant, pour des  $pH > 4$ , de la  $pO_2$  et de la quantité de Fer (II) soluble (Appelo & Postma, 1993).

Si l'humectation du sol provoque rapidement la mise en place de conditions réductrices, il faut que celles-ci soient durablement maintenues pour que les processus electro-chimiques aient un impact sensible sur la solution du sol, et en particulier, sur les balances alcalines.

## 1.2.2 Les non-équilibres

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

### 1.2.2.1 Les causes

Dans les milieux naturels, les évolutions observées sont la résultante de plusieurs phénomènes chimiques, physiques ou hydrologiques.

Une première cause du non-équilibre dans des milieux structurés est la cinétique des étapes précédant la réaction géochimique de changement de phase *sensu stricto* (voir 1.2.1.1). L'étape d'accès de la substance réactive au solide (étape 1 et 5) est contrôlée par la diffusion. Celle-ci se fait dans les zones non accessibles à l'eau circulante. Cette étape devient alors limitante pour le processus de dissolution-précipitation des minéraux (Madé, 1991) ou pour les échanges (Warfvinge & Sverdrup, 1989; Gapon, 1933; Appelo & Postma, 1993). L'étape d'adsorption ou désorption (étape 2) de la substance sur, ou depuis le minéral, ou, dans le cas des échanges, de diffusion au travers de la double couche électrique (Hörst *et al.*, 1990) peut aussi être lente. Dans le cas des échanges, cette cinétique est d'autant plus lente que la double couche est épaisse, comme c'est le cas pour les sols de texture fine (Harter, 1991).

Des non équilibres peuvent également être observés dans le cas de substances non réactives. De nombreuses observations faites sur colonne après infiltration de traceur ont montré des retards ("tailing") à l'élution ce qui attestent la présence de zone de sol où les transferts de matière ne se font que par diffusion. L'ensemble de ces étapes cinétiques retarde la mise à l'équilibre. Mais un non équilibre ne perdure que si d'autres mécanismes contrecarrent une tendance au retour vers l'équilibre.

Les milieux naturels, et le sol en particulier, sont des systèmes ouverts, exposés à des perturbations. Lorsque celles ci sont ponctuelles (de type "pulse") elles peuvent être insuffisantes pour causer un dés-équilibre durable. En revanche, lorsqu'elles sont fréquentes ou durables, elles permettent d'entretenir le non-équilibre, qui se crée alors du fait de l'existence des mécanismes cinétiques vus précédemment.

A titre d'exemple, un flux d'eau dans un sol préalablement en équilibre va modifier et maintenir les gradients (solutés, gaz) entre la solution circulante et les solides et faire perdurer les réactions hétérogènes cinétiques.

### 1.2.2.2 Le formalisme

Deux approches peuvent être adoptées pour l'étude et la modélisation des cinétiques des processus dans les sols.

La première consiste à identifier et formaliser chaque étape. Ainsi, par exemple, dans le cas des échanges, on peut attribuer à l'étape de transfert, un modèle de diffusion de Fick et, à l'étape d'accès au site au travers de la double couche électrique, un modèle de diffusion intraparticulaire de type Nernst et Planck (Petruzzelli *et al.*, 1991). La réaction de changement de phase est alors considérée comme instantanée et est traduite selon un formalisme thermodynamique à l'équilibre (1.1.2.1). Cette démarche relative à la caractérisation de chaque étape, nécessite des investigations difficiles à réaliser dans le cas d'un milieu structuré (sol non remanié, par exemple). C'est pourquoi certains auteurs définissent, à partir d'observations parallèles, l'étape limitante et traduisent l'ensemble du mécanisme de changement de phase par la loi adaptée à cette étape (Madé, 1991).

Une autre approche macroscopique consiste à identifier dans le milieu étudié les mécanismes cinétiques et à choisir des formalismes cinétiques globaux intégrant l'ensemble des étapes. Deux options, qui peuvent être complémentaires, sont retenues.

La première option consiste à distinguer, dans le milieu poreux étudié, une fraction de la porosité dans laquelle le transport de solutés se fait essentiellement par convection-dispersion et une fraction où les transferts de matière se font par diffusion exclusivement. Cette option est très souvent retenue pour rendre compte du transfert de traceur dans des milieux structurés. Dans ce cas, on fait l'hypothèse que la cinétique résultante a une origine liée à la structure du milieu et qu'elle peut être traduite par les formalismes adaptés pour les écoulements.

La seconde option consiste à définir une loi cinétique du processus géochimique qui intègre un coefficient cinétique phénoménologique propre à la structure et aux conditions du milieu. Pour la dissolution de minéraux, la relation (1.26) devient, par exemple :

$$v_{dm} = K \cdot \left[ 1 - \left( \frac{Q_m}{K_m} \right) \right]^{n'} \quad (1.27)$$

avec  $K$ , constante cinétique ( $\text{moles} \cdot \text{an}^{-1}$ ).

Dans le cas d'un écoulement d'eau laminaire sur une paroi de nature calcitique, Buhmann & Dreybrodt (1985) se basent sur cette formulation avec une constante cinétique  $K$  dépendant de la pression partielle en  $\text{pCO}_2$ , de la température, de la surface du minéral concerné, mais aussi des conditions d'écoulement. Pour les échanges, des formalismes intégrant des constantes cinétiques globales, dépendant du

coefficient de diffusion de l'élément et fonction de la distance de diffusion entre le solide et la solution circulante sont aussi utilisées (Warfvinge & Sverdrup, 1989).

Dans certains cas, les cinétiques apparentes observées pour des substances réactives diffèrent de celles des substances non réactives ce qui rend ces deux dernières options complémentaires. Si cette démarche macroscopique est plus aisée à mettre en oeuvre, les valeurs de constante cinétique globale obtenues restent très spécifiques aux conditions du milieu observées.

### 1.2.3 Evolution des phénomènes de salinisation dans le cas des sols rizicoles

Les sols rizicoles, indépendamment de leur niveau de salinité, présentent la particularité d'être submergés pendant 3 à 4 mois de la saison de culture. Dans ce contexte particulier de submersion temporaire, Ponnampurema (1972) a décrit la dynamique des processus d'oxydo-réduction, dont la nature a été présentée précédemment (1.1.3.2). Suite à la submersion, il constate une baisse rapide du potentiel redox. La présence de lame d'eau freine la diffusion vers l'atmosphère du  $CO_2$  produit par la respiration des bactéries aérobies. Dans le cas des sols alcalins, cela provoque la baisse du  $pH$ . L'oxygène moléculaire du milieu disparaissant très rapidement, les populations de bactéries aérobies facultatives ou anaérobies strictes se substituent aux bactéries aérobies ; elles utilisent des produits oxydants comme accepteur d'électron et, tout d'abord, les formes oxydées de l'azote (nitrates), puis du manganèse et enfin du fer. Il y a alors libération de  $Mn^{2+}$  et  $Fe^{2+}$  solubles dans le milieu et fixation sur le complexe d'échange (Gotoh & Patrick Jr., 1974). Lorsque la submersion du sol cesse, en fin de saison de culture, les mécanismes inverses d'oxydation se produisent.

Les phénomènes redox ont un pouvoir tampon sur la solution et contrôlent le  $pH$  ; d'autre part, la saturation du sol entraîne de fortes hausses des teneurs en  $CO_2$  dans le milieu ce qui a également un impact sur le  $pH$ . Dans le cas de sols alcalins, on peut donc s'attendre à un fort impact de la submersion sur les processus de précipitation-dissolution de minéraux alcalins et indirectement sur les échanges cationiques. Si Ponnampurema (1972) note ces probables incidences de la submersion sur le phénomène d'alcalinisation, il ne les quantifie pas.

**On peut tirer trois conclusions principales de cette synthèse bibliographique.**

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

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

L'identification des mécanismes, de leur cinétique, de leurs interactions et des facteurs qui les contrôlent est une démarche qui reste spécifique au sol étudié.

## Chapitre 2

# Modélisation des processus hydro-géochimiques dans le cas des sols salés

Un modèle adapté à l'étude de la salinisation des sols doit pouvoir permettre de rendre compte de l'impact des processus géochimiques sur le milieu, de leur cinétique, de leur occurrence au cours de la période étudiée et des facteurs du milieu dont ils dépendent. Dans notre cas, il doit également être adapté à une utilisation à l'échelle du profil de sol.

Nous présenterons dans ce chapitre les principaux modèles existants pour la modélisation d'un ou de plusieurs mécanismes de transfert ou géochimique.

Après avoir rappelé quelques définitions permettant de classer les modèles en fonction de leur structure et de leurs applications (2.1), nous traiterons successivement des modèles de transport non-réactifs (2.2), les modèles strictement géochimiques (2.3) et enfin les modèles couplés hydro-géochimiques (2.4).

Pour chaque catégorie de modèles, nous discuterons les formalismes pris en compte et de la capacité de ces modèles à rendre compte d'observations, lorsque des résultats de calage ou de validation sont disponibles.

### 2.1 Définitions et classification

#### 2.1.1 Classification des modèles

Les modèles de transport d'une espèce chimique dans un milieu poreux peuvent être classés en trois grandes catégories :

- les modèles déterministes mécanistes ;
- les modèles déterministes fonctionnels ;

– les modèles stochastiques.

On peut appliquer cette classification à la plupart des *modèles de transports réactifs*, qualifiés également de modèles hydro-(géo)-chimiques, c'est à dire à des modèles couplant les phénomènes de transports de masse aux réactions géochimiques. La définition et la classification de ces modèles sont données en annexe 10.9.

Les *modèles déterministes mécanistes* permettent la prise en compte du couplage de plusieurs phénomènes. Ils offrent donc la possibilité d'étudier finement les interactions entre les phénomènes ou la sensibilité de ceux-ci par rapport à un paramètre ou une variable du milieu étudié. Les potentialités de développement de tels outils sont le plus souvent limitées par le nombre de paramètres et de conditions initiales à déterminer pour réaliser la simulation. Ceci rend d'autant plus difficile leur validation. Les modèles PASTIS (Lafolie, 1991), UNSATCHEM (Simunek & Suarez, 1994), LEACHM (Hutson & Wagoner, 1992), KIRMAT (Gérard *et al.*, 1998), dont certains d'entre eux feront l'objet d'une étude détaillée par la suite, appartiennent à cette famille de modèles.

Les modèles *fonctionnels* utilisent un nombre plus réduit de paramètres mais ne peuvent être utilisés avec un objectif d'étude des processus. Enfin, les modèles *stochastiques* sont très spécifiques aux conditions d'étude et difficilement transférables, sans caractérisation supplémentaire, à un milieu différent.

Notre objectif étant d'une part de disposer d'un modèle pouvant être utilisé pour apprécier les processus hydro-chimiques du sol et, d'autre part, d'un outil transférable dans différentes conditions, nous nous bornerons à l'étude de modèles déterministes mécanistes.

Dans la suite, nous allons discuter des types de modèles existants au regard des processus qu'ils intègrent et des lois utilisées pour les formaliser. Nous suivrons le cheminement représenté sur la figure 2.1.

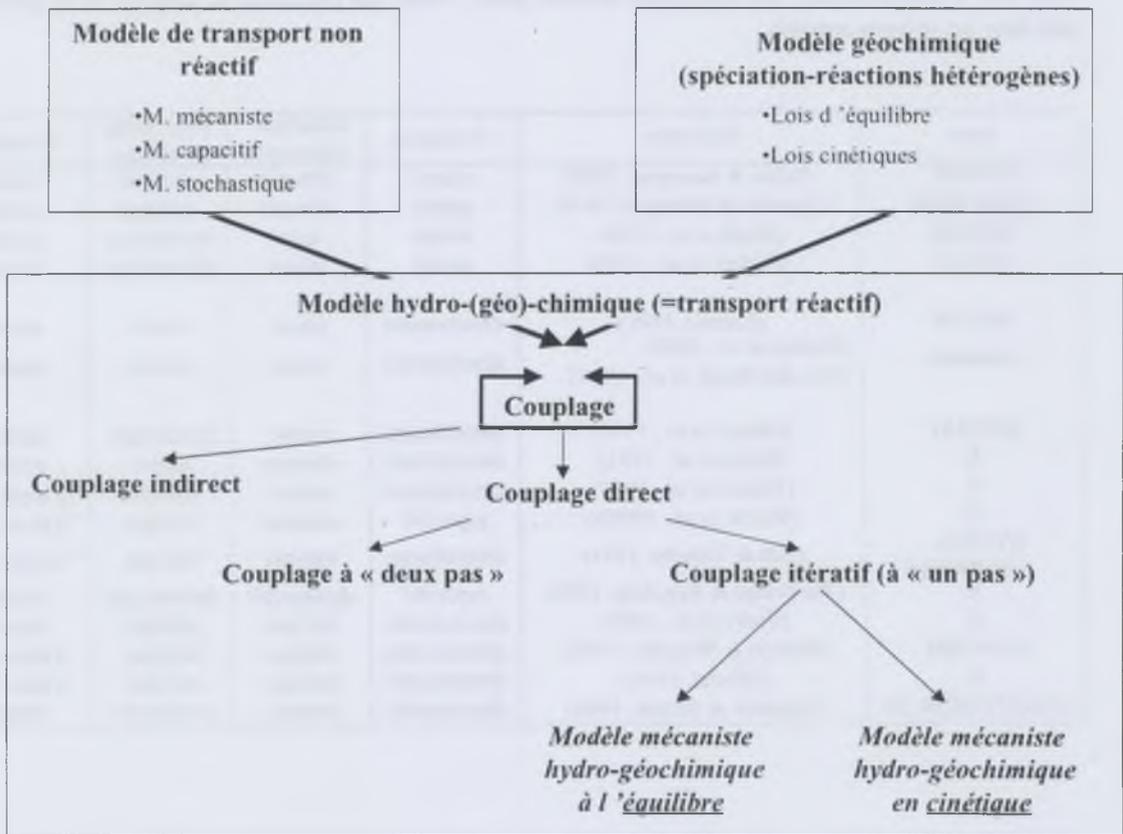


FIG. 2.1: Modèles pour l'étude des processus de transfert et de géochimie dans les milieux naturels

Nous distinguerons tout d'abord deux grandes familles de modèles, les modèles *de transport non réactifs* et les modèles *géochimiques*. Nous verrons ensuite, comment ces deux approches distinctes ont convergé vers la prise en compte du couplage des phénomènes, débouchant ainsi sur la construction de *modèles hydro-(géo)-chimiques*, plus ou moins aboutis.

Les modèles discutés par la suite sont présentées dans le tableau ci-dessous

TAB. 2.1: Caractéristiques des principaux modèles pour l'étude des processus de transfert et de géochimie dans les milieux naturels

Nom	Référence	Transport	Echanges cationiques	Préc./Diss. minéraux	Couplage
GYPSOL	(Vallès & Bourgeat, 1988)	aucun	statique	statique	aucun
GEOCHEM	(Sposito & Mattigod, 1979)	aucun	statique	statique	aucun
KINDIS	(Madé <i>et al.</i> , 1994)	aucun	aucun	dynamique	aucun
EQ3/6	(Wolery <i>et al.</i> , 1990)	aucun	aucun	dynamique	aucun
PASTIS	(Lafolie, 1991)	déterministe	aucun	aucun	aucun
SWAP93	(Feddes <i>et al.</i> , 1988) (Van den Broek <i>et al.</i> , 1994)	déterministe	aucun	aucun	aucun
KIRMAT	(Gérard <i>et al.</i> , 1998)	déterministe	aucun	dynamique	itératif
X	(Bjerg <i>et al.</i> , 1993)	déterministe	statique	aucun	itératif
X	(Fabriol <i>et al.</i> , 1993)	déterministe	aucun	statique	"à deux pas"
X	(Marlet <i>et al.</i> , 1998b)	capacitif	statique	statique	"à deux pas"
HYDRO-GEOCHEM	(Yeh & Tripathi, 1991)	déterministe	statique	statique	"à deux pas"
X	(Warfvinge & Sverdrup, 1989)	capacitif	dynamique	dynamique	itératif
X	(Sauty <i>et al.</i> , 1989)	déterministe	statique	statique	itératif
LEACHM	(Hutson & Wagener, 1992)	déterministe	statique	statique	à deux pas
X	(Marlet, 1996)	déterministe	statique	statique	"à deux pas"
UNSATCHEM-2D	(Simunek & Suarez, 1994)	déterministe	statique	dynamique	itératif

### 2.1.2 Validation des modèles

L'objectif de tout modèle est de traduire un fonctionnement par des formalismes. La validation est donc un étape incontournable pour le travail de modélisation.

On peut parler de *validation* lorsque le modèle conceptuel traduit une bonne représentation du processus observé dans le système réel.

La validation est précédée par l'étape de *calage* du modèle qui consiste à intégrer les caractéristiques de structure du milieu étudié dans les formalismes du modèle.

La validation, consiste alors, sur cette base de calage, à vérifier la pertinence des processus, dont le formalisme général est indépendant du milieu étudié, par comparaison entre calculs et résultats expérimentaux ou observations *in situ*.

Les phases d'identification des processus à modéliser et de paramétrisation de ceux-ci rendent la validation très spécifique au milieu étudié (Mangold, 1991)

## 2.2 Les modèles de transport non réactif

### 2.2.1 Le formalisme

Les modèles mécanistes de transport offrent la possibilité de simuler le transfert d'eau et le transport de solutés dans un milieu non réactif et non saturé en eau à partir des équations de Richards et de convection dispersion. Pour certains, des termes supplémentaires ont été ajoutés à l'équation de transport afin de rendre compte de l'effet de processus géochimique. Parmi les nombreux modèles de ce type, on peut citer deux modèles de transport monodimensionnel : PASTIS (Lafolie, 1991) dont on détaillera la structure dans la partie 4 du document et SWAP93 (Feddes *et al.*, 1988; Van den Broek *et al.*, 1994), dont on donne un exemple d'application ci-dessous.

Ces modèles peuvent tenir compte de la fraction d'eau immobile observée dans des milieux structurés (1.2.2.1) en intégrant une classe d'eau où les transferts ne se font que par diffusion (Gaudet, 1978). Cela requiert la détermination de paramètres supplémentaires par rapport à ceux de l'équation de convection-dispersion, à savoir, la proportion d'eau immobile et le coefficient de transfert entre les deux phases.

### 2.2.2 Confrontation à des données expérimentales

Lorsque les conditions de validité des équations sont réunies, les résultats de simulations obtenus par ces modèles de transport sont en bonne adéquation avec les observations faites sur le transport de traceur. A titre d'exemple, pour le modèle PASTIS, le module de transfert d'eau a été validé à plusieurs reprises (Maraux & Lafolie, 1998) tout comme le module de transport de solutés (Neel, 1996).

Les résultats obtenus dans le cas de transport dans des milieux structurés (sédiments, sols,...) montrent dans la plupart des cas la nécessité, pour rendre compte de l'élution d'un traceur, de prendre en compte une fraction d'eau immobile pour prédire le comportement des éléments chimiques dans le sol (Coats & Smith, 1964; Gaudet *et al.*, 1977).

Ces modèles ont parfois été aussi utilisés dans le cas de transport d'éléments réactifs avec le sol, souvent en minimisant, a priori, l'importance de cette propriété d'interaction avec le sol. C'est le cas du modèle SWAP93, utilisé dans le cas d'une étude sur les sols salés et alcalin au Pakistan (Smets *et al.*, 1997). Si l'intérêt de l'utilisation d'un tel modèle pour l'étude de la dynamique des sels dans le sol en relation avec les pratiques d'irrigation a été montré, ses limites sont apparues dans la quantification effective des flux de cations (Kuper, 1997) impliqués dans des processus de précipitation-dissolution de calcite ou d'échanges cationiques (Condom *et al.*, 1999). Ces modèles de transport non-réactifs apparaissent aujourd'hui particulièrement inadaptés pour l'étude de l'évolution de la plupart des substances chimiques

dans les sols qui sont impliquées dans d'autres mécanismes que le simple transport. Lorsqu'ils sont néanmoins utilisés, la prise en compte des processus géochimiques est réalisée par l'utilisation de relations empiriques pour relier la composition chimique de la solution qui peut être simulée aux caractéristiques chimiques des autres phases du sol (complexe d'échange, minéraux) qui ne peuvent l'être. Ainsi, il existe de très nombreuses relations linéaires, toutes très spécifiques au sol ou au milieu étudié, entre la sodicité du sol (Exchangeable Sodium Percentage) et la sodicité de l'eau (Sodium Adsorption ratio). Dans la même optique il existe des formulations du SAR (SAR ajusté) intégrant le  $pH$  ou la concentration de carbonates, pour rendre compte de la présence de précipitation ou dissolution de minéraux alcalins (Suarez, 1981; Ayers & Westcot, 1985; Jurinak, 1990).

## 2.3 Les modèles géochimiques

### 2.3.1 Nature des processus modélisés

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

### 2.3.2 Formalisme statique des processus géochimiques

Ces modèles sont basés sur les relations d'équilibre (lois d'action de masse) et sur la réversibilité des réactions. Ces modèles dits "statiques" ont été les premiers à être développés. Les équilibres peuvent être traduits de manière très simple par des coefficients de partage de l'élément entre la solution et la phase solide et déterminés empiriquement. Les équilibres chimiques peuvent aussi être fondés sur des lois thermodynamiques (voir 1.1) et sur l'Approximation d'Equilibre Local (AEL), qui supposent que la vitesse des réactions géochimiques est suffisamment rapide par rapport à la vitesse d'autres mécanismes, pour être considérée comme infinie. Le bien fondé de cette hypothèse dépend de l'échelle de temps considérée. La résolution numérique des formalismes qui en découlent est simple. Le modèle GYPSOL (Vallès & Bourgeat, 1988), dont dérive AQUA (Vallès & DeCockborne, 1992) est fondé sur cette hypothèse thermodynamique, tout comme GEOCHEM (Sposito & Mattigod, 1979).

### 2.3.3 Formalisme dynamique des processus géochimiques

L'hypothèse d'équilibre entre phases est une hypothèse forte qu'il convient de vérifier dans les milieux étudiés, aux échelles de temps approchées. La multiplicité des résultats disponibles sur la cinétique

des réactions de précipitation et dissolution de minéraux (1.2.1.2) montre l'intérêt d'introduire des formalismes cinétiques dans les modèles numériques. Les modèles qui intègrent une cinétique de réaction sont dits "dynamiques". Parmi eux, certains considèrent des vitesses qui ne reposent sur aucun fondement théorique. La vitesse de réaction est indexée sur la quantité initiale de minéral qui se dissout pour atteindre l'équilibre le plus rapidement possible (Hegelson, 1968). D'autres, plus récents, intègrent des formalismes cinétiques thermodynamiques, tels qu'ils ont été décrits précédemment (1.2.1.2). Ces formalismes requièrent, au préalable, la détermination des états d'équilibre. On peut citer, parmi eux, les modèles EQ 36 (Wolery *et al.*, 1990) ou KINDIS (Madé *et al.*, 1994).

### 2.3.4 Confrontation des modèles à des données expérimentales

Ces modèles géochimiques ont été validés dans le cadre d'expérimentations en milieu fermé (batch). Le modèle géochimique GYPSOL a, par exemple, été validé par comparaison entre l'évolution des concentrations mesurées et simulées lors de la concentration d'eaux (Valles, 1985).

Il n'existe pas de validation satisfaisante de ces modèles dans le cas de milieux ouverts. En revanche, ces modèles peuvent fournir des résultats qualitatifs ou semi-quantitatifs utilisables pour caractériser les milieux naturels. Cela suppose néanmoins de faire l'hypothèse que les processus géochimiques sont prépondérants pour expliquer l'évolution des sols, ce qui peut être admis si l'on se place sur des pas de temps très longs.

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

## 2.4 Les modèles couplés

Parmi les modèles hydro-(géo)-chimiques développés récemment (Mangold, 1991), les plus adaptés à l'étude des mécanismes dans les sols sont discutés ici. Une présentation comparée des caractéristiques entre les modèles LEACHM, UNSATCHEM-2D et celui de Marlet (1996) est faite dans l'annexe (10.10).

### 2.4.1 Procédure de couplage

Dans le cas de l'étude de milieux naturels, les modèles hydro-géochimiques ont souvent été élaborés à partir de modèles de transport de masse préexistants. C'est à partir de ces modèles que s'effectuent alors le couplage avec un modèle géochimique. Deux méthodes distinctes peuvent être adoptées pour la résolution de ce couplage (Suarez & Simunek, 1993).

Tout d'abord, la méthode à "deux pas" qui consiste à résoudre de façon alternée les phénomènes de transport et les phénomènes géochimiques. Cela ne requiert aucune itération. Le couplage consiste, en une réactualisation de la concentration d'une espèce en solution, dans un des deux modèles, par la valeur obtenue à l'issue de la convergence dans l'autre modèle. Les modèles de Sauty *et al.* (1989), Yeh & Tripathi (1991), Hutson & Wagener (1992) ou Marlet (1996) sont construits sur ce principe.

Cette solution, si elle apparaît pratique pour combiner deux modèles préexistants, ne rend qu'imparfaitement compte des interactions entre phénomènes telles qu'elles peuvent être observées.

L'autre méthode, à "un pas", consiste à résoudre simultanément les équations de transport et les équations géochimiques. Le couplage est réalisé par l'introduction dans l'équation de transport d'un terme puits-source calculé par le modèle géochimique. L'équation de transport de solutés devient alors fortement non-linéaire ce qui requiert un processus itératif pour atteindre la convergence. Les deux modèles fonctionnent alors sur un pas de temps commun, qui peut être ajusté en fonction du module le plus contraignant. Cette option est beaucoup plus conforme à la réalité. Simunek & Suarez (1994) montrent que la restitution du modèle en termes de localisation de précipitations de la calcite dans le sol est bien meilleure avec le processus itératif. Les modèles KIRMAT (Gérard *et al.*, 1998) et UNSATCHEM-2D (Simunek & Suarez, 1994) sont fondés sur cette méthode de résolution numérique du couplage.

### 2.4.2 Les modèles de transport réactifs avec modèle géochimique statique

Il existe de nombreux modèles proposant un couplage entre une équation de transport et un modèle géochimique statique, couvrant la précipitation/dissolution des minéraux, (Fabriol *et al.*, 1993), (Sauty *et al.*, 1989), les échanges cationiques (Bjerg *et al.*, 1993) ou les deux processus (Hutson & Wagener, 1992; Marlet, 1996). La pertinence de ce type de modèle est limitée à un nombre de situations restreintes où les conditions du milieu (caractéristiques hydriques, déséquilibre chimiques faibles) permettent de considérer les écoulements lents au regard des processus géochimiques. Nous avons vu précédemment (1.2.2) que les sources de non-équilibre dans des milieux naturels pouvaient être multiples.

### 2.4.3 Les modèles de transport réactifs avec modèle géochimique dynamique

Suite aux nombreux travaux portant sur les minéraux, l'option cinétique s'est imposée pour les réactions de dissolution-précipitation dans la plupart des modèles développés aujourd'hui. De la même manière, les travaux menés sur les échanges cationiques ont montré que les cinétiques de ces processus étaient très rapides. Ces constats établis sur des milieux remaniés et homogènes trouvent leurs limites dans le cas des milieux naturels, structurés, où des cinétiques sont mises en évidence comme nous l'avons vu précédemment (1.2.2). Pour les modéliser deux options (1.2.2.2) peuvent être retenues : la prise en compte d'une fraction d'eau non circulante ou la prise en compte d'une cinétique géochimique globale (cinétique apparente). Sauty *et al.* (1989) ont montré la nécessité d'opter pour un modèle entièrement dynamique pour traduire la résultante des processus de changements de phase dans le cas de sols acides.

### 2.4.4 Confrontation à des données expérimentales

Le nombre de paramètres à caler ainsi que le volume de données nécessaires pour renseigner les conditions initiales et confronter les résultats de simulation aux observations montre le niveau de difficulté d'utilisation et de validation de ces modèles. Les protocoles requis pour le calage et la validation des modèles couplés sont lourds, ce qui explique probablement l'absence de validation des modèles couplés les plus complexes. Bjerg *et al.* (1993), utilisant un modèle déterministe statique intégrant seulement les échanges, a montré une concordance entre les simulations et les observations faites dans le cas de la dynamique d'éléments dans un aquifère après une injection à grande échelle. Les modèles déterministes conçus pour l'étude des processus du sol, UNSATCHEM-2D, LEACHM et celui de Marlet (1996) n'ont pas été, à ce jour, validés de façon satisfaisante.

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

Les fondements théoriques de ces modèles apparaissent adaptés pour la prise en compte des mécanismes et des facteurs contribuant à la salinisation de sols.

**Deuxième partie**

**Matériel et méthodes**

L'analyse bibliographique nous a amené à définir les processus qui concourent à la salinisation de sols. Elle a également montré que le choix d'un modèle mécaniste couplant les mécanismes de transport et les mécanismes géochimiques était a priori le plus pertinent pour poursuivre notre objectif d'étude dans le contexte des sols irrigués.

La méthodologie présentée dans cette partie a été élaborée selon les démarches analytiques et modélisatrices que nous nous sommes fixées en fonction de nos objectifs et des enseignements tirés de l'analyse bibliographique (figure 2.2).

Nous présenterons dans le chapitre 3 les caractéristiques des sols étudiés. Nous détaillerons ensuite dans le chapitre 4 le modèle retenu en insistant sur les améliorations qui y ont été apportées. Nous décrirons enfin, dans le chapitre 5 les expérimentations au laboratoire et les suivis de terrain mis en place.

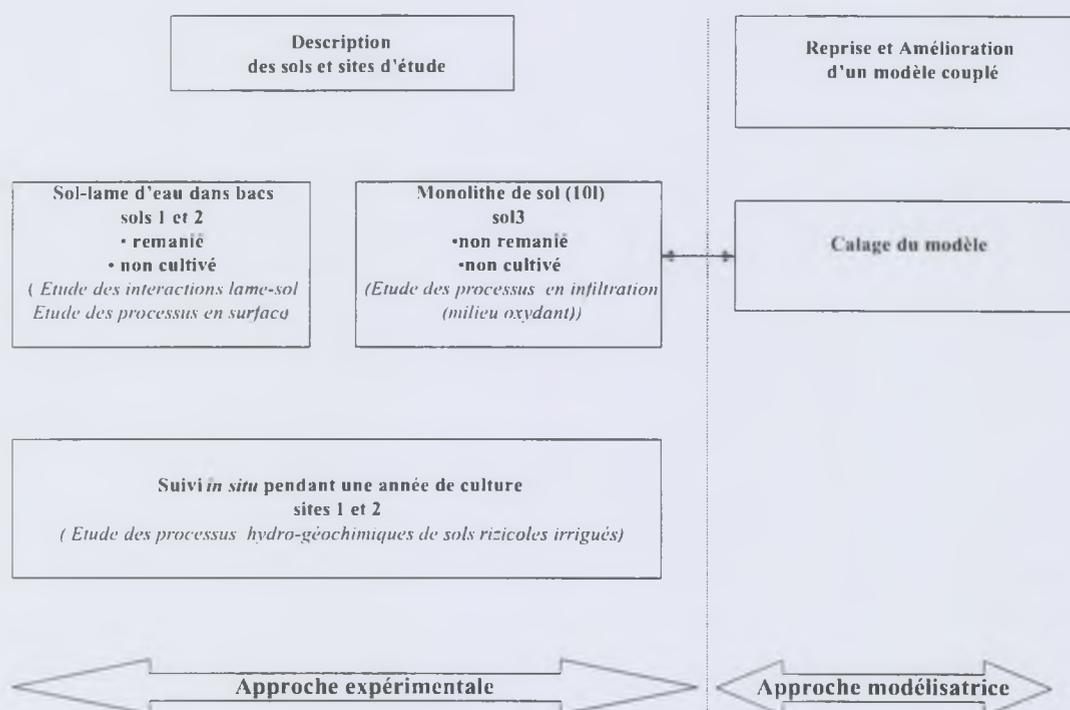


FIG. 2.2: Méthodologie de l'étude

## Chapitre 3

# Présentation des sols et sites d'étude

Nous avons vu, dans la partie introductive, que les sols de l'Office du Niger sont d'une très grande diversité héritée, d'une part, des modalités de mise en place des matériaux et, d'autre part, de leur évolution sous l'influence de la qualité des eaux, du fonctionnement hydrologique du milieu et des modalités de gestion des systèmes de culture, de l'irrigation et du drainage. La variabilité spatiale s'exprime à toutes les échelles. Des études géostatistiques montrent, à l'échelle de l'arroiseur, que la conductivité électrique et le  $pH$ , indicateurs de la salinisation des sols, sont significativement corrélés à la topographie et à la teneur en sable des sols (Marlet & N'Diaye, 1998). Un pourcentage important de la variance totale est également attribué à l'effet de la gestion de l'irrigation sur ces sols.

Dans le cadre d'une étude sur les phénomènes de salinisation, il nous est donc apparu opportun de sélectionner des sites en fonction de critères de position (position topographique et localisation au sein du périmètre irrigué), critères de type de gestion (sols cultivés ou non) et de propriétés physico-chimiques des sols (texture, propriétés hydrodynamiques et faciès géochimiques). Nous avons choisi trois sites (sites 1, 2 et 3) auxquels correspondent trois sols (sols 1, 2 et 3).

### 3.1 Localisation des sites

Les sites 1 et 2 appartiennent la même unité tertiaire (arroiseur),  $N1 - 2D - 3g$ . Cet arroiseur étant situé en tête d'un partiteur (réseau secondaire), la disponibilité en eau y est toujours forte, ainsi que les possibilités de vidange dans le réseau de drainage. Sur cette zone, les canaux (sous-partiteurs et arroiseurs) ne sont mis en eau que pour la simple culture de riz. La double culture du riz, tout comme le maraîchage, n'est pas pratiquée sur les parcelles de cet arroiseur. Les deux parcelles d'étude sont gérées par le même agriculteur.

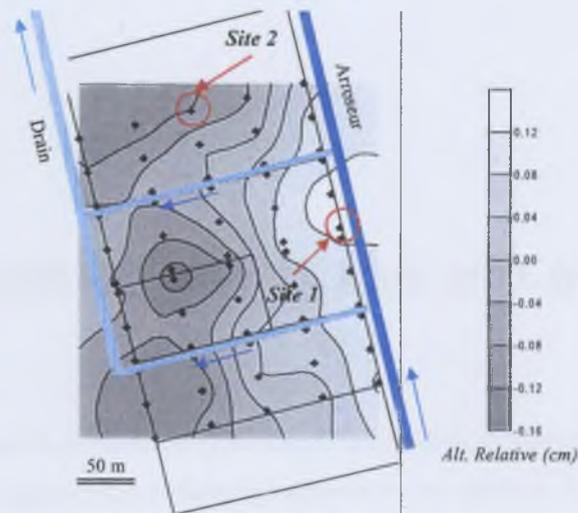


FIG. 3.1: Topographie de la zone d'étude. Source : Marlet and N'Diaye, 1998

Bien que distants de moins de 250 m, les sites 1 et 2 sont localisés en positions topographiques et sur des unités géomorphologiques différentes. Le site 1 est en position de levée (figure 3.1) dans une zone de dépôt sableuse en surface et argileuse en profondeur tandis que le site 2 se trouve dans une dépression argileuse (figure 3.2). Le suivi des paramètres hydro-chimiques sur une année de culture a été mis en place sur ces deux sites (5.3). Les expérimentations de mise en évidence de la diffusion entre sol et lame d'eau (5.1) utilisent également du sol prélevé à ces deux endroits.

Le site 3 est situé en position de levée, en bordure de la zone irriguée de l'Office du Niger, à proximité du Fala de Molodo, canal adducteur du périmètre de l'Office du Niger. Il est couvert par une végétation arbustive et arborée, clairsemée, caractéristique des milieux semi-arides. De mémoire d'homme, il n'a jamais été cultivé. C'est de ce site qu'a été extrait le monolithe de sol sur lequel se basent les expérimentations d'éluvion (cf. III).

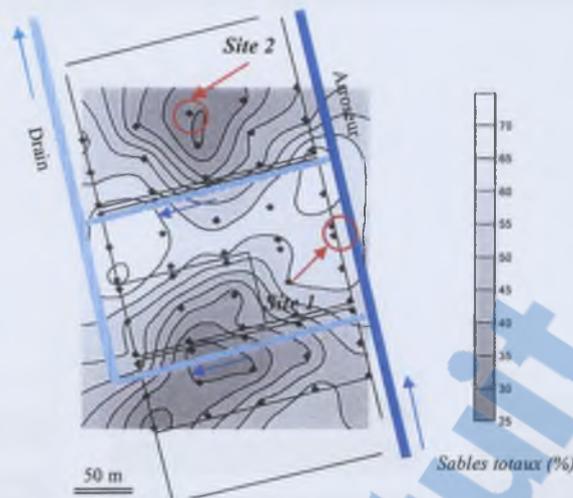


FIG. 3.2: Répartition spatiale des textures de sol (20 cm) de la zone d'étude. Source : Marlet et N'Diaye, 1998

## 3.2 Caractéristiques des sols

### 3.2.1 Caractéristiques minéralogiques, texturales et structurales

D'un point de vue minéralogique, les minéraux silicatés suivants ont été identifiés par diffraction aux rayons X sur des sols de la zone (dont les sols des sites 1 et 2) : argiles de type kaolinite, mica (illite), smectite et interstratifiés (smectite/mica) en grande quantité, et goethite et gibbsite sous forme de traces. La présence de calcite est probable, bien que ne pouvant être mise en évidence par cette technique uniquement appliquée à la fraction fine du sol.

Le sol 1 est localement désigné comme *Dian*. Sur un mètre de profondeur, il présente une stratification texturale (Figure I-4) et structurale en quatre horizons : l'horizon travaillé (0-12 cm), limono-sableux, massif, friable, comportant de nombreux dépôts de matière organique non décomposée, et présentant une porosité de type vésiculaire ; l'horizon sous-jacent (12-25 cm), limono-sableux, plus massif, sans matière organique apparente et sans macroporosité ; l'horizon médian (25-80 cm), limono-argilo-sableux, présentant de larges fissurations verticales délimitant des blocs très massifs et compacts,

sans matière organique et peu de microporosité ; l'horizon profond (>80 cm), également limono-argilo-sableux, présentant une structure assez massive avec une sous-structure polyédrique.

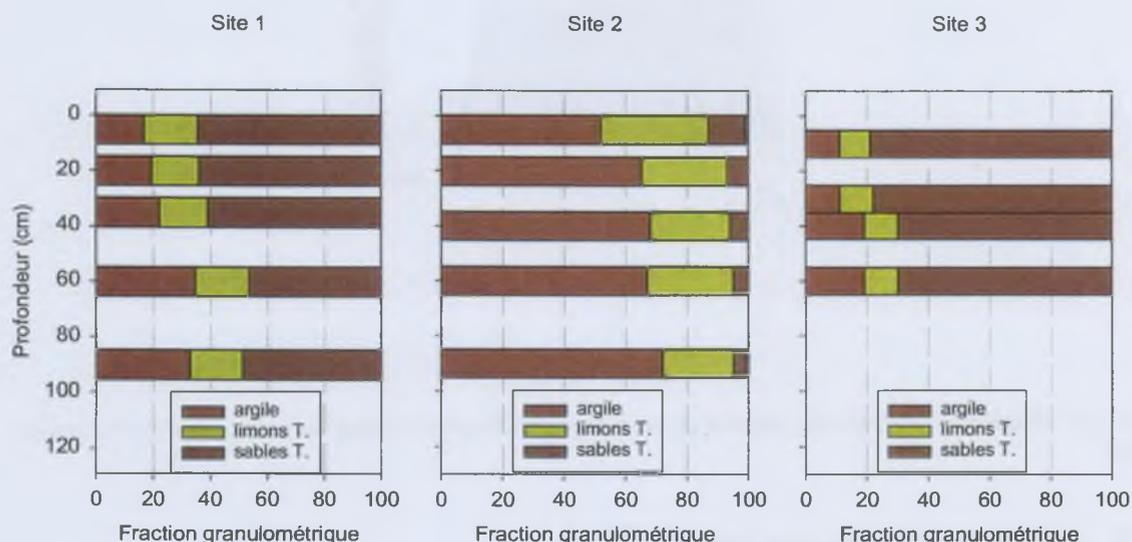


FIG. 3.3: Profils texturaux des sites 1, 2 et 3

Le sol 2 est également de type *Dian* mais se caractérise par une texture beaucoup plus argileuse. La teneur en argile passe de 50 % en surface à 70 % en profondeur (figure 3.3). Trois horizons structuraux s'y distinguent : un horizon superficiel travaillé (0-15 cm), de structure grumeleuse, riche en débris organiques passant, par une transition irrégulière, à l'horizon sous-jacent (15-60 cm), qui montre, à l'état sec, de larges fentes de retrait délimitant des blocs massifs (densité apparente=1.6), sans fissuration secondaire ; l'horizon profond (>60 cm), le plus argileux et plus dense (densité apparente =1.66), et traversé par un réseau de fines fissures.

Profondeur	Densité apparente (-)	Porosité tot. (-)
Site 1 (20 cylindres)		
30 cm	1.61 (0.05)	0.39 (0.02)
Site 2 (1 cylindre)		
30 cm	1.56	0.41
65 cm	1.59	0.40
90 cm	1.66	0.37
Site 3 (5 cylindre)		
10 cm	1.56 (0.06)	0.41 (0.02)
40 cm	1.64 (0.05)	0.38 (0.02)
90 cm	1.60 (0.06)	0.39 (0.02)

Les valeurs présentées sont : la moyenne et (l'écart type). La porosité est calculée à partir d'une valeur de densité particulaire du sol de  $2.65 \text{ kg.}^{-1}$ .

TAB. 3.1: Valeurs de densité apparente et de porosité le long des profils des sites 1, 2 et 3

Le sol 3 présente aussi une stratification du profil. Il est très sableux en surface (79% de sables, 11% d'argiles) et s'enrichit sensiblement en argile à partir de 40 cm (figure 3.3). On observe la présence d'une porosité interstitielle dominante et d'une porosité tubulaire. Il apparaît nettement, à 40 cm, une discontinuité de structure, au delà de laquelle, le sol devient beaucoup plus massif et induré. Cette observation coïncide avec l'augmentation de la densité apparente, de la surface vers la profondeur (Tableau 3.1).

Les courbes d'intrusion de mercure sous pression, obtenues au porosimètre, ont été réalisées pour chaque sol, sur des petites mottes collectées dans les premiers centimètres. Si l'on considère des pores de forme cylindrique, on peut traduire ces résultats en terme de diamètres de pore (figure 3.4). Les sols s'y distinguent nettement.

A cette échelle de mesure, la macro-porosité (pores de diamètre supérieur à  $10 \mu\text{m}$ ) est très faible pour les deux sols cultivés, ce qui est singulier pour le sol sableux (site 1). En effet, compte-tenu de sa texture sableuse, ce dernier devrait, à l'image du sol 3 néanmoins plus sableux, présenter davantage de macro-porosité. Les pratiques culturales (travail du sol, mise en boue avec de l'eau peu concentrée) combinée à la sodicité de ce sol (cf. 3.2.3) ont pu conduire à la dégradation de ses propriétés physiques. Cette hypothèse est cohérente avec l'aspect massif des blocs décrit précédemment. Le sol 2, argileux, présente une micro-porosité dont la fraction fine (pore de diamètre inférieur à  $0.0006 \text{ mm}$ ) n'est pas accessible par cette technique, ce qui explique le décalage entre la porosité totale observée et la porosité réelle mesurée à partir de la densité apparente. Le sol 3 présente une distribution conforme à sa texture sableuse : la macro et méso-porosité y sont très majoritaires. Les structures massives observées pour les sites cultivés, et en particulier pour le sol sableux, et la présence d'un horizon induré plus riche en

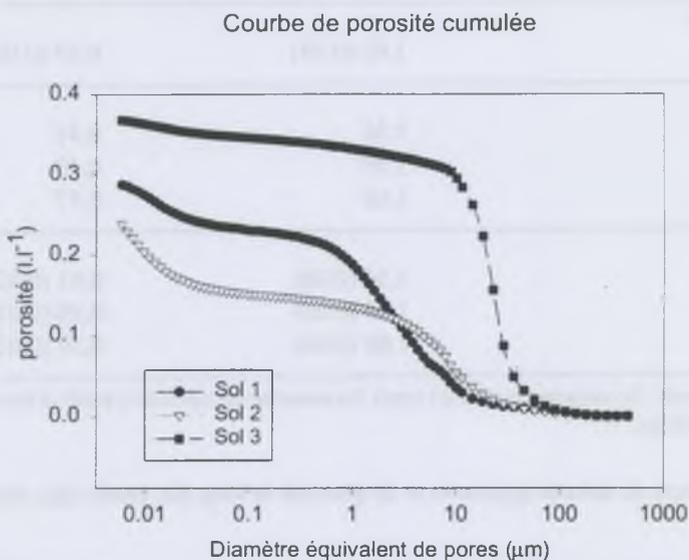


FIG. 3.4: Courbes de porosité calculée sur agrégats des sols 1, 2 et 3

texture fine en dessous de 40 µm pour le sol 3, sont des singularités structurales et texturales dont nous chercherons à voir les implications d'un point hydrodynamique.

### 3.2.2 Caractéristiques hydrodynamiques

Les courbes de succion (figure 3.5) ont été obtenues par des méthodes différentes : détermination sur petits cylindres de sol non remaniés par une table à succion, détermination sur du sol remanié pour les  $pF > 2$ , détermination à partir des mesures de potentiel hydrique et d'humidité volumique (méthode gravimétrique) collectées au niveau des profils de sols cultivés dans la période de ressuyage, détermination à partir de mesures faites sur gros cylindres en évaporation par la méthode de Wind (Mohrath *et al.*, 1997) et, enfin, pour le sol 3, données collectées par des tensiomètres et des sondes TDR installées dans le monolithe de sol. Les coefficients d'ajustement sont présentés en annexe (10.14).

Concernant les sols cultivés, les résultats obtenus par les différentes méthodes apparaissent cohérents. Ils confirment que la porosité du sol 1 est plutôt moyenne à fine. La courbe obtenue sur le site 2 est caractéristique des sols argileux. Sur le sol 3, deux déterminations ont été faites : la première sur des petits cylindres collectés *in situ*, la seconde sur la colonne de sol prélevée sur le site 3 et transportée puis soumise à des traitements hydriques. On constate que la première courbe est caractéristique d'un

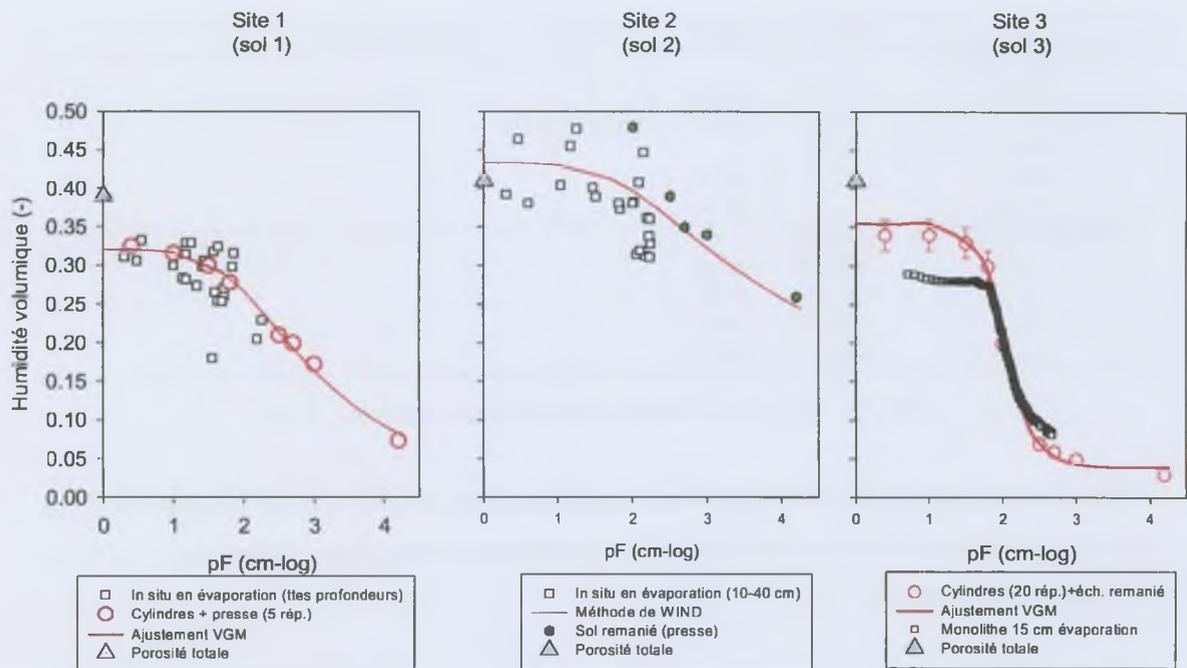


FIG. 3.5: Courbes de succion des sols 1, 2 et 3

sol où la macro et méso-porosité sont prédominantes et en concordance avec les observations décrites précédemment. En revanche, la structure de cette colonne a connu une forte évolution dans le sens de la disparition de la macro-porosité.

Les valeurs de conductivité à saturation des sols présentées dans le tableau 3.2 ont été obtenues, *in situ*, par un perméamètre à succion contrôlée (Smetten & Clothier, 1991). Sur le site 3, 5 répétitions ont été réalisées. Les modalités de calcul sont présentées en annexe 10.15. Les relations  $K(\Psi)$  ont été déterminées par méthode inverse à partir de données de potentiel hydrique collectées sur le terrain en période d'évaporation pour le sol 1 ou par la méthode de Wind pour le sol 2.

Les deux sols cultivés ont des conductivités à saturation équivalentes et faibles, de l'ordre de  $10^{-6}$  à  $10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$  à toutes les profondeurs. Le sol 3 apparaît très filtrant lorsqu'il est en place ( $K_s=10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ ) mais au contraire peu filtrant au niveau de la colonne de sol ( $K_s=10^{-7.31} \text{ m.s}^{-1}$ ). Ceci renforce le constat fait précédemment, sur la base des courbes de succion (figure 3.5), d'une dégradation de la structure du sol depuis son prélèvement. Elle a très probablement été provoquée par la phase d'humectation de la colonne réalisée avec de l'eau distillée, qui, au contact du sol peu structuré et faiblement sodique, a causé

A	Site 1	Site 2	Site 3	Colonne (sol 3)
$K_s$ (m.s <sup>-1</sup> -log)				
Surface	-6.22	-5.98		-7.31
15 cm	-6.37	-6.39	-5.08 ( $\sigma=-5.47$ )	
40 cm	-6.76			
65 cm		-6.24		
90 cm		-6.31		
Ajustement polynomial	$\log K(\theta)$			
$a_0$	-110.29	-23.82		
$a_1$	951.38	26.23		
$a_2$	-2927.77	119.37		
$a_3$	2988.77	-227.54		

TAB. 3.2: Valeurs de conductivité hydraulique des sols 1, 2 et 3

la dispersion des argiles selon des phénomènes rappelés précédemment (cf. 1.1.2.2). L'apparition d'une croûte de surface lors de la phase de dessèchement, postérieure à cette phase d'infiltration, est un effet de ces processus dispersifs.

### 3.2.3 Faciès chimiques

L'objectif recherché ici n'est pas de caractériser de façon exhaustive les propriétés chimiques ou géochimiques des sols étudiés. En effet, dans le cas des sols 1 et 2, celles-ci sont éminemment variables au cours de l'année de culture. Quant aux caractéristiques chimiques du sol 3, elles ont été modifiées par les traitements réalisés sur la colonne de sol. Ainsi, la caractérisation géochimique des états initiaux de ces sols fera ultérieurement l'objet d'une analyse approfondie. Nous nous contenterons ici de décrire les sols selon trois critères (Tableau 3.3) : un critère de concentration (conductivité électrique), de sodicité (fraction du sodium échangeable sur la matrice solide) et de faciès (rapports relatifs de l'alcalinité et des ions chlorure+sulfate). La conductivité électrique ainsi que les concentrations des solutés sont déterminées sur une suspension de sol au rapport 1 :1 d'échantillons prélevés à 30 cm de profondeur. La sodicité du sol est calculée à partir de l'analyse de la composition du complexe d'échange.

Le sol 2 et dans une moindre mesure, le sol 1, présentent une forte concentration tout au long du profil et des niveaux de sodicité variant entre 6 % et 25 %.

Ces deux propriétés les classent parmi les sols dégradés par salinisation (au sens large). Le sol 1 a un faciès bi-carbonaté tandis que celui du sol 2 est neutre. L'alcalinité résiduelle (RSC) est positive pour le premier et négative ou proche de zéro pour le second. Les autres éléments chimiques n'apparaissent qu'en très faibles quantités. Le sol 3 se trouve en dehors des zones de cultures. Si on peut supposer ce sol exempt de toute intervention anthropique, il a en revanche certainement subi l'influence de la nappe

Susp. 1 :1	date	Prof. (cm)	CE (dS.m <sup>-1</sup> )	RSC (meq.l <sup>-1</sup> )	Cl <sup>-</sup> +SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /∑ Anions	Alca/∑ Anions
<b>Site 1</b>						
	4/4/98	5	0.26	2.27	0.27	0.72
	4/4/98	20	0.28	3.07	0.12	0.86
	4/4/98	35	0.31	3.44	0.11	0.88
	4/4/98	60	0.18	1.99	0.10	0.89
	4/4/98	90	0.16	1.63	0.14	0.84
<b>Site 2</b>						
	7/3/98	10	1.06	-1.54	0.81	0.18
	7/3/98	20	1.09	-1.13	0.83	0.15
	7/3/98	30	0.96	-1.25	0.84	0.14
	7/3/98	50	1.03	0.34	0.76	0.20
	7/3/98	80	0.94	1.48	0.71	0.28
<b>Sol3</b>						
	1/1/98	30	0.08	0.56	0.15	0.82

TAB. 3.3: Faciès chimique des sols avant culture

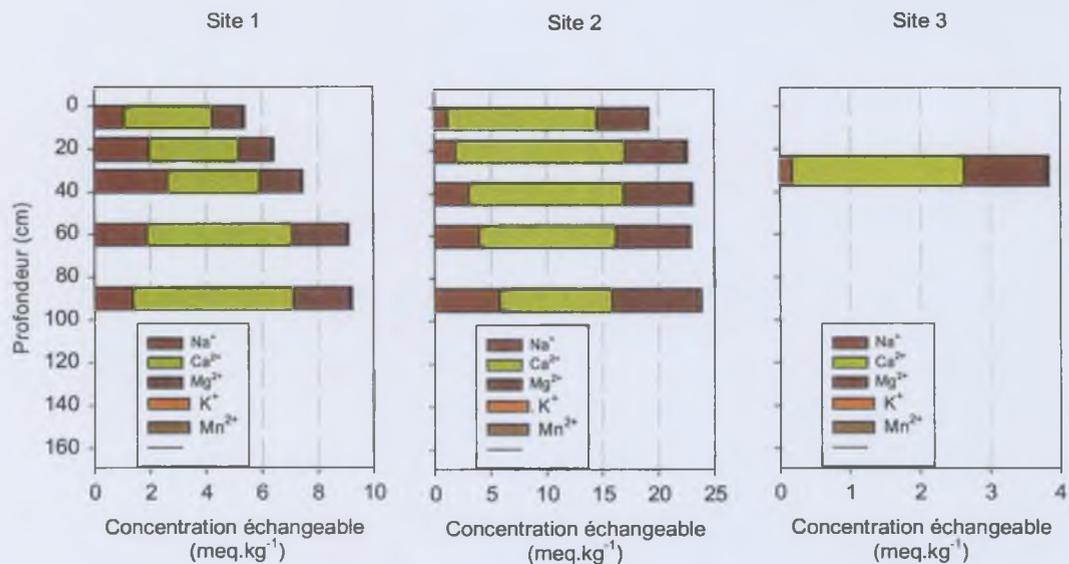


FIG. 3.6: Profil initial de la composition du complexe d'échange des sites 1, 2 et 3

superficielle à cet endroit en raison de la proximité de la rivière *Fala*. Aussi, le sol a sans doute été le lieu de fluctuation de nappe comme l'indiquerait son caractère légèrement sodique ( $ESP=4.4\%$ ) et alcalin ( $RSC=0.56\text{ meq.l}^{-1}$ ). L'horizon de surface a subi l'action lessivante d'eau de pluie ce qui expliquerait sa faible concentration ( $CE=0.08\text{ dS.m}^{-1}$ ).

**Le choix des 3 sites a été fait en optant délibérément pour la diversité des situations : sol cultivé ou non, en position de levée ou de cuvette ce qui implique des fonctionnements hydrologiques différents. Sur ces sites ont été prélevés des sols dont on a vu qu'ils se distinguaient très nettement du point de vue de leur texture, leur structure, leur faciès chimique et de leur niveau de dégradation par alcalinisation et, ceci, parfois au sein d'un même profil.**

## Chapitre 4

# Structure et fonctionnement du modèle hydro-géochimique

Nous avons déjà argumenté le choix d'un modèle mécaniste couplé pour mener notre étude. Parmi les modèles existants que nous avons précédemment listés (cf. chapitre 2), nous avons sélectionné le modèle de Marlet (1996) déjà utilisé pour l'étude des sols irrigués au Niger. Ce modèle résulte d'un couplage numérique non itératif entre le modèle de transport d'eau et de solutés PASTIS (Lafolie, 1991) et le modèle géochimique statique AQUA (Vallès & DeCockborne, 1992) dérivant de GYSPSOL (Vallès & Bourgeat, 1988). Les processus géochimiques pris en compte sont les échanges cationiques entre solution et matrice solide du sol, les réactions de précipitation et de dissolution des minéraux. Ils sont modélisés par des lois d'équilibres.

Nous avons discuté précédemment des limites d'un couplage purement numérique entre les modèles et des formalismes à l'équilibre. La mise en oeuvre d'un couplage itératif ainsi que l'introduction de lois cinétiques sont deux des améliorations apportées au modèle. Nous détaillons donc ici une nouvelle version du modèle couplé. Nous présenterons dans un premier temps le modèle de transport monodimensionnel PASTIS qui n'a connu aucune modification (4.1). Nous ferons de même pour le module géochimique qui a été sensiblement transformé (4.3). Nous terminerons en détaillant la nouvelle procédure de couplage entre ces deux modèles (4.4).

### 4.1 Le module de transfert d'eau PASTIS

#### 4.1.1 Equation de transfert

Ce modèle, développé par Lafolie (1991), rend compte des transferts hydriques verticaux au moyen de l'équation de Richards. Une seule classe d'eau est utilisée pour notre étude. L'équation de Richards,

vérifiée sous l'hypothèse d'écoulements non turbulents, s'écrit :

$$C(\psi, z) \cdot \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(\psi, z) \cdot \left( \frac{\partial H}{\partial z} \right) \right] - \Gamma \quad (4.1)$$

où  $t$  représente le temps (T),  $z$  la profondeur comptée positivement vers le bas (L),  $H$  la charge hydraulique totale (L),  $\psi$  le potentiel matriciel (L),  $C$  la capacité capillaire du sol ( $L^{-1}$ ),  $K$  la conductivité hydraulique ( $L \cdot T^{-1}$ ) et  $\Gamma$  le terme puits d'extraction racinaire ( $T^{-1}$ ).

#### 4.1.2 Conditions aux limites

La condition à la limite supérieure peut-être de type Dirichlet (potentiel de surface imposé) ou de type Newman (condition de flux constant utilisée pour l'évapo-transpiration, l'irrigation et la pluie). En condition de flux entrant (précipitation, irrigation), si le potentiel hydrique en surface atteint zéro, le modèle passe à une condition de charge positive : l'eau est accumulée (flaquage) jusqu'à un certain seuil fixé par l'utilisateur, puis éliminée au delà. De même, si l'évapo-transpiration potentielle est supérieure à ce que le sol peut effectivement évaporer, le modèle passe en condition de potentiel et calcule le flux évaporatif réel. Dans les deux cas, le modèle teste le retour à des conditions où les flux imposés seront acceptables, c'est-à-dire si ceux-ci ne conduisent pas à des violations de la physique. Lorsque la surface du sol est couverte par une plante, la valeur d'évaporation potentielle est calculée par l'équation :

$$P_E(t) = P_{ET}(t) \cdot e^{-a \cdot LAI(t)} \quad (4.2)$$

avec  $PE$  flux d'évaporation potentielle ( $mm \cdot j^{-1}$ ),  $PET$  flux d'évapo-transpiration potentielle ( $mm \cdot j^{-1}$ ),  $a$  coefficient d'extinction dépendant de la plante (-),  $LAI$  indice foliaire (-) et  $t$  le temps (j).

La transpiration potentielle est déduite au regard de la valeur du  $LAI$  (Maraux, 1994).

La condition à la limite inférieure du profil est définie soit par un flux, soit par un paramètre d'état (potentiel hydrique ou teneur en eau).

#### 4.1.3 Paramètres d'entrée et conditions initiales

Le paramétrage du modèle consiste en la définition de couches et de leurs propriétés hydrodynamiques ( $\psi(\theta)$ ,  $K(\theta)$ ). La formulation de Van Genuchten est utilisée pour décrire la relation du potentiel hydrique en fonction de l'humidité volumique. La conductivité hydraulique en fonction du potentiel hydrique ou de l'humidité volumique est modélisée par la formulation de Van Genuchten ou une loi log-polynomiale. Les conditions initiales sont les teneurs en eau (ou potentiels) à des profondeurs arbitraires.

#### 4.1.4 Résolution numérique

On utilise un schéma aux différences finies pour discrétiser les dérivées partielles de l'équation (4.1). Le pas d'espace peut être variable selon la profondeur du profil. Pour améliorer la précision du modèle, il doit être resserré aux interfaces (limites du profil et limites entre chaque couche). Un schéma totalement implicite est utilisé pour traiter la dérivée temporelle. Le terme droit de l'équation est traité selon un schéma centré à trois points. Le système d'équations non linéaires résultant est résolu par un schéma de point fixe. Cette résolution nécessite une définition du pas de temps adapté. Ce dernier est ajusté (augmenté ou réduit) en fonction du nombre d'itérations nécessaires pour atteindre la convergence dans les itérations de point fixe (Lafolie, 1991).

## 4.2 Le module de transport de solutés

### 4.2.1 Equation de transport

Le transport des solutés est régi par l'équation de convection-dispersion qui s'écrit comme :

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ \theta D(\theta, \nu) \frac{\partial C}{\partial z} - \nu \theta C \right] - \Gamma(C) \quad (4.3)$$

avec  $t$  le temps (T),  $z$  la profondeur comptée positivement vers le bas (L),  $\theta$  l'humidité volumique ( $L^3.L^{-3}$ ),  $\nu$  la vitesse de l'eau, rapport entre le flux de Darcy et  $\theta$  ( $L.T^{-1}$ ),  $C$  la concentration du soluté ( $M.L^{-3}$ ),  $D$  le coefficient de dispersion ( $L^2.T^{-1}$ ) et  $\Gamma$  le terme puits/source produit par les processus géochimiques (précipitation, dissolution, échanges cationiques) ( $M.L^{-3}.T^{-1}$ ).

Le coefficient de dispersion apparente intègre le coefficient de diffusion moléculaire  $D_m$  et la dispersivité  $\lambda$  et s'écrit :

$$D(\theta, \nu) = D_m(\theta, D_0) + \lambda |\nu| \quad (4.4)$$

avec  $D_m(\theta, D_0) = D_0/\theta$ ,  $D_0$  coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau à 25°C ( $L^2.T^{-1}$ ),  $D_m$  coefficient de diffusion moléculaire ( $L^2.T^{-1}$ ) et  $\lambda$  dispersivité (L).

### 4.2.2 Conditions aux limites

La condition à la limite supérieure du profil est une condition de flux égale au flux de solutés appliqué pendant les pluies et les irrigations ou nul pendant les périodes d'évaporation. Elle s'écrit :

$$\left[ -D(\theta, \nu) \frac{\partial C}{\partial z} + qC \right]_{z=0} = q.C_s \quad (4.5)$$

où  $C_s$  est la concentration de l'eau apportée ( $M.L^{-3}$ ).  $C_s = 0$  si  $q < 0$  (flux évaporatif).

La condition à la limite inférieure du système est une condition de drainage libre (pas de gradient de concentration à la base du profil) qui se traduit par :  $\left[\frac{\partial C}{\partial z}\right]_{z=Z} = 0$ .

#### 4.2.3 Paramètres d'entrée

Les paramètres à renseigner sont : le coefficient de diffusion moléculaire dans l'eau ( $D_0$ ) et le coefficient de dispersivité ( $\lambda$ ).

#### 4.2.4 Conditions initiales

Le profil de concentration de chaque soluté est requis comme condition initiale.

#### 4.2.5 Résolution numérique

La discrétisation des dérivées se fait selon un schéma centré à trois points pour le terme dispersif et par un schéma "upwind" à deux points pour les termes convectifs. Ce dernier tient compte du sens de l'écoulement indiqué par la résolution de l'équation de Richards. Ce type de discrétisation évite l'apparition d'oscillations parasites, mais introduit de la dispersion. Une correction de cette dispersion est mise en oeuvre pour ne conserver que la dispersion du sol et éliminer la dispersion numérique. L'intégration en temps utilise un schéma de Crank Nicholson précis à l'ordre deux. Le pas de temps utilisé est celui défini lors de la résolution de l'équation de Richards (Lafolie, 1991). Du fait de la non linéarité causée par l'ajout du terme puits/source, des itérations de point fixe ont été mises en oeuvre. S'il n'y a pas convergence après un nombre d'itérations fixé, le pas de temps est modifié (réduction). Le couplage avec le transport impose alors de résoudre l'équation de Richards avec le nouveau pas de temps (convergence assurée) puis à reprendre le traitement de l'équation de transport.

### 4.3 Le modèle géochimique

Le module géochimique est développé sur la base du modèle géochimique AQUA (Vallès & DeCockborne, 1992) issu de Gypsol (Vallès & Bourgeat, 1988). Le modèle AQUA intègre les processus de précipitation et dissolution de 27 minéraux susceptibles d'exister dans les sols, les phénomènes d'échanges cationiques entre matrice solide et solution et, enfin, les phénomènes d'oxydo-réduction : l'ensemble de ces processus est considéré à l'équilibre. Le module géochimique utilisé ici considère une cinétique pour les processus de changement de phase (dissolution et précipitation de minéraux, échanges cationiques).

### 4.3.1 Calcul des activités des espèces en solution

Parmi les quinze éléments chimiques disponibles dans le modèle AQUA, neuf d'entre eux ont été retenus : Ca, Mg, Na, K, Fe, Mn, Cl, S et Si. Le modèle considère 62 espèces ioniques. L'activité des espèces est calculée par la loi de Debye-Hückel étendue aux solutions salines :

$$\log(\gamma_i) = \frac{A \cdot z_i \cdot I^{0,5}}{1 + (a_i^0 \cdot B \cdot I^{0,5})} + C \cdot I \quad (4.6)$$

avec  $\gamma_i$  : coefficient d'activité de l'espèce chargée  $i$  (-),  $I$  force ionique de la solution :  $I = \frac{1}{2} \sum_i m_i z_i^2$ ,  $m_i$  molalité de l'espèce  $i$  ( $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ ),  $z_i$  charge de l'espèce  $i$  (-),  $a_i^0$  rayon ionique de l'espèce  $i$  et  $A$ ,  $B$  et  $C$  constantes dépendant de la pression et de la température. L'activité de l'eau  $a_w$  est calculée à partir du coefficient osmotique d'une solution saline de NaCl de la même force ionique que la solution considérée (Fritz, 1981) :

$$\ln(a_w) = -0,03603 \cdot I \cdot \Phi(\text{NaCl}) \quad (4.7)$$

avec  $\Phi(\text{NaCl})$  coefficient osmotique de l'eau fonction de la force ionique  $I$  de la solution, de la pression et de la température (-).

### 4.3.2 Formulation cinétique de la précipitation-dissolution des minéraux

La précédente version du modèle considérait des processus de précipitation/dissolution de minéraux à l'équilibre. La mise à l'équilibre est une hypothèse lourde dans le cas de l'étude de phénomènes couplés comme nous l'avons vu auparavant (1.2.2).

Des relations cinétiques ayant une base thermodynamique ont été introduites dans le modèle pour les réactions de précipitation-dissolution des minéraux et pour les échanges cationiques.

#### 4.3.2.1 Formalisme cinétique général dans le modèle

Les changements de phase (précipitation/dissolution de minéraux et échanges cationiques) sont considérés selon la relation cinétique générale (1.24) linéairement dépendante de l'enthalpie libre (Energie de Gibbs) de la réaction.

#### 4.3.2.2 Lois cinétiques de précipitation-dissolution de minéraux

Dans le cas de la précipitation/dissolution des minéraux, la combinaison des équations (1.5) et (1.24) nous conduit à exprimer la quantité  $dM_i$  ( $\text{mol} \cdot \text{l}^{-1}$ ) dissoute ( $dM_i < 0$ ) ou précipitée ( $dM_i > 0$ ) comme :

$$\frac{dM_i}{dt} = K_{\text{cin miner}}(i) \cdot IS(i) \quad (4.8)$$

$K_{\text{cin miner}}(i)$  coefficient cinétique de dissolution (ou précipitation) pour le minéral  $i$  ( $\text{mol.l}^{-1} \text{h}^{-1}$ ),  $M_i$  quantité de minéral ( $\text{mol.l}^{-1}$ ),  $IS$  indice de saturation (-) et  $t$  temps (h).

Le coefficient cinétique peut prendre des valeurs différentes pour les processus de dissolution et de précipitation.

#### 4.3.2.3 Lois cinétiques d'échanges cationiques

Dans le modèle, les échanges de cations sont binaires. On définit trois couples de cations :  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ .

Par analogie à la procédure adoptée pour les réactions de précipitation-dissolution de minéraux, la combinaison des réactions 1.10 et 1.24, donne la quantité de cations échangée dans le cas d'échanges binaires comme :

$$\frac{d(C)_i}{dt} = K_{\text{cinech}}(i) \cdot \log \left[ \frac{[A^{a+}]^b [X_b - B]^a}{[B^{b+}]^a [X_a - A]^b} \frac{K_{A/B}^{GT}}{1} \right] \quad (4.9)$$

avec  $C(i)$  la quantité de cation échangée ( $\text{eq.l}^{-1}$ ),  $K_{\text{cinech}}(i)$  coefficient cinétique d'échange pour le couple  $i$  de cations ( $\text{eq.l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ ) et  $K_{A/B}^{GT}$  le coefficient de sélectivité de Gaines et Thomas qui s'écrit selon l'équation (1.11).

Le coefficient de sélectivité de  $K_{A/B}^{GT}$  est déterminé à partir d'isothermes d'échange établis expérimentalement en "batch" selon une procédure de calcul proposé par Rieu *et al.* (1991) et déjà utilisée par Marlet (1996). La procédure de calcul est détaillée en annexe 10.11.

#### 4.3.3 Paramètres d'entrée

Les coefficients d'activité de chaque espèce en solution, les constantes d'équilibres des réactions en phase aqueuse et des réactions de précipitation et dissolution des minéraux, les constantes permettant de décrire les isothermes d'échanges ainsi que les constantes cinétiques de précipitation, de dissolution et d'échanges sont les paramètres du modèle à renseigner.

#### 4.3.4 Conditions initiales

La résolution du module géochimique requiert la connaissance des profils de quantités de stocks de minéraux, de valeurs de la capacité d'échanges cationiques, de la composition du complexe d'échange ainsi que des profils de concentration de chaque élément chimique fournis, dans la version couplée, par le module de transport.

La précédente version du modèle (Marlet, 1996) ne considérait qu'un profil de  $p\text{CO}_2$  constant dans le temps. Dans le type de milieu engorgé étudié, plus que dans tout autre, la variation temporelle du profil de  $p\text{CO}_2$  est forte au cours de la saison (cf. 1.2.3).

Compte tenu de la sensibilité des phénomènes d'alcalinisation aux variations de ce paramètre, une valeur d'entrée constante aurait induit un biais important sur les résultats simulés. En condition de saturation du sol, la détermination des profils de  $p\text{CO}_2$  au champ est assez aisé à partir de la mesure de  $pH$  in situ et de l'alcalinité de la solution qui peut facilement être déduite par titration de Gran (Sumner, 1993). Cette procédure est plus précise que le calcul indirect de la  $p\text{CO}_2$  par un modèle de production par exemple. Le modèle considère désormais, comme données d'entrée, des profils de  $p\text{CO}_2$  (ou  $pH$ ) variables dans le temps.

#### 4.3.5 Résolution numérique du modèle géochimique

##### 4.3.5.1 Calcul des activités des éléments en solution

Le calcul des activités est tout d'abord fait selon une procédure itérative. La convergence est testée sur la variation relative de chaque espèce entre deux itérations. La valeur du critère de convergence est fixée à  $10^{-3}$ .

##### 4.3.5.2 Procédure de précipitation et dissolution des minéraux

La quantité de minéral dissoute ( $dM_i < 0$ ) ou précipitée ( $dM_i > 0$ ) au cours du pas de temps  $dt$  selon la formulation cinétique (4.8) permet de réajuster les stocks pour chaque minéral. Les quantités de minéral dissoutes ou formées  $dM_i$  sont traduites en quantité d'ions libérées ou précipitées par pondération, pour chaque ion, des coefficients stochiométriques de la réaction de précipitation/dissolution. Les concentrations des espèces solubles sont alors réajustées par addition des quantités d'ions libérés ou par soustraction des quantités précipitées. La formulation cinétique linéaire décrit un système solution-sol hors équilibre et ne nécessite donc pas de procédure de convergence.

### 4.3.5.3 Procédure d'échanges binaires

La résolution du module échangeable repose sur les hypothèses de conservation de la quantité totale de chaque cation (somme de la quantité en solution et de la quantité échangeable) ainsi que de la CEC sur un pas de temps  $dt$ . Les coefficients de sélectivité sont calculés pour chaque paire de cations  $A/B$ . La quantité  $dC$  des cations  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  et  $Na^+$  libérée ou adsorbée au cours du pas de temps est déduite de la formulation cinétique (4.9). Les quantités échangeables sont réactualisées pour le calcium, le magnésium et le potassium par rapport aux quantités libérées et adsorbées. La quantité de sodium échangeable est alors déduite par différence entre la CEC et la somme des nouvelles concentrations des trois autres cations. Les concentrations en solution sont ensuite modifiées par soustraction entre les quantités totales de chaque cation et les nouvelles quantités échangeables.

### 4.4 Le modèle couplé

#### 4.4.1 Schéma de fonctionnement du modèle couplé à une profondeur $z$ donnée et sur un pas de temps $dt$

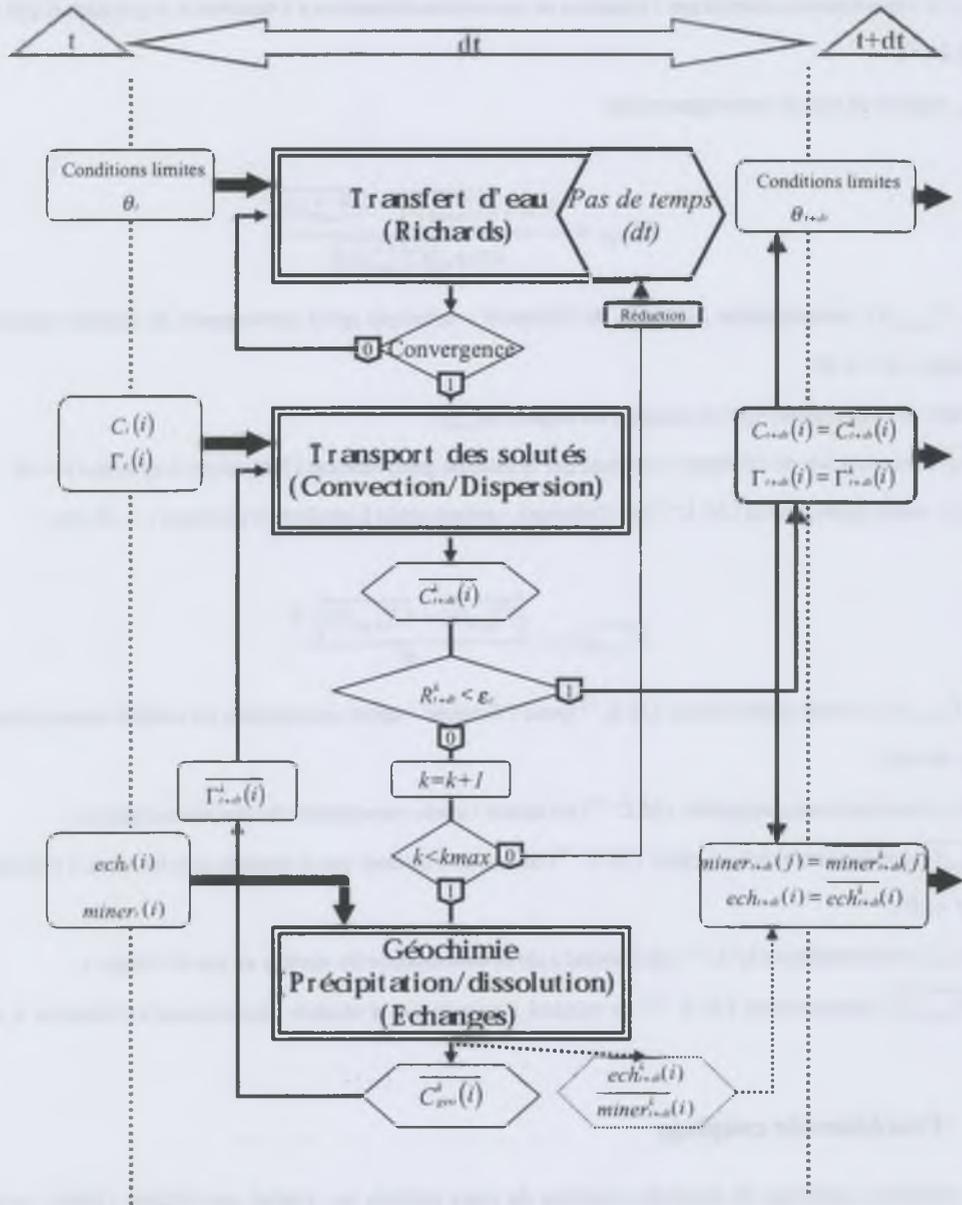


FIG. 4.1: Schéma de fonctionnement du modèle hydro-géochimique

### Légende du schéma de fonctionnement pour un noeud à une profondeur $z$ sur un pas de temps $dt$

0, 1, opérateurs de test (0 : test non vérifié ; 1 : test vérifié) ;  $i$ , indice de l'élément en solution ;  $J$  indice du minéral ;  
 $dt$ , pas de temps (T) ;  $\theta_t$ , humidité volumique ( $L^3.L^{-3}$ ) ;  
 $\overline{C_{t+dt}^k(i)}$ , concentration estimée par l'équation de convection-dispersion à l'itération  $k$  et pendant le pas de temps  
 $dt$  ( $M.L^{-3}$ ).

$R_{t+dt}^k$ , rapport de test de convergence avec

$$R_{t+dt}^k = \frac{Max_i \left\| \overline{C_{t+dt}^k(i)} - \overline{C_{t+dt}^{k-1}(i)} \right\|}{Max_i \left\| \overline{C_{t+dt}^{k-1}(i)} \right\|} \quad (4.10)$$

$C_t(i)$ ,  $C_{t+dt}(i)$ , concentration ( $M.L^{-3}$ ) de l'élément  $i$ , solutions après convergence du modèle respectivement  
aux temps  $t$  et  $t + dt$  ;

$\varepsilon_c$ , critère de convergence fixé et comparé au rapport  $R_{t+dt}^k$  ;

$\overline{C_{géo}^k(i)}$ , concentration de l'élément  $i$  estimée par le module géochimique à l'itération  $k$  au temps  $t + dt$  ;

$\overline{\Gamma_{t+dt}^k(i)}$ , terme puits-source ( $M.L^{-3}$ ) de l'élément  $i$  estimé après l'itération  $k$  au temps  $t + dt$  avec :

$$\overline{\Gamma_{t+dt}^k(i)} = \frac{\left[ \overline{C_{géo}^k(i)} - \overline{C_{t+dt}^k(i)} \right] \cdot \theta}{dt} \quad (4.11)$$

$\Gamma_t(i)$ ,  $\Gamma_{t+dt}(i)$ , termes puits-source ( $M.L^{-3}$ ) pour l'élément  $i$  après convergence du modèle respectivement aux  
temps  $t$  et  $t+dt$  ;

$ech_t(i)$ , concentration échangeable ( $M.L^{-3}$ ) du cation  $i$  après convergence du modèle au temps  $t$  ;

$\overline{ech_{t+dt}^k(i)}$ , concentration échangeable ( $M.L^{-3}$ ) du cation  $i$  estimée par le module géochimique à l'itération  $k$  au  
temps  $t + dt$  ;

$\min er_t(j)$ , concentration ( $M.L^{-3}$ ) du minéral  $j$  après convergence du modèle au pas de temps  $t$  ;

$\min er_{t+dt}^k(j)$ , concentration ( $M.L^{-3}$ ) du minéral  $j$  estimée par le module géochimique à l'itération  $k$  au temps  
 $t+dt$ .

#### 4.4.2 Procédure de couplage

Le premier couplage de modules proches de ceux utilisés ici, réalisé par Marlet (1996), n'était pas  
itératif (couplage à "deux pas"). Nous avons déjà discuté des limites d'un tel couplage en 2.4.1.

Le couplage entre le module de transport et le module géochimique est désormais itératif. Il est  
effectué par l'introduction d'un terme puits/source  $G$  dans l'équation de convection dispersion calculé à

partir des modifications des concentrations en solution par le module géochimique. Les concentrations résultantes du couplage traduisent donc bien l'impact du transport et de la géochimie.

Le précédent couplage était basé sur un pas de temps déterminé exclusivement pour satisfaire la convergence de l'équation de Richards. L'étude des processus dans les sols rizicoles impose d'adapter le modèle à des conditions où l'influence des phénomènes de transferts et géochimiques sur le processus global est très variable au cours de la saison. En début et fin de saison, respectivement lors de l'humectation et du dessèchement du sol, les évolutions des conditions hydriques seront bien plus rapides que celles de la chimie ; à l'inverse, pendant la période d'engorgement, le régime hydrique est presque permanent (peu d'écoulements verticaux) tandis que les processus chimiques sont très actifs (phénomènes d'oxydoréduction, dissolution de minéraux). Ne considérer le calcul du pas de temps que sous la contrainte du module de transfert seul, s'est avéré trouver ses limites dans ces conditions d'études (pas de temps trop important pendant la pleine saison de culture).

Le modèle gère désormais ce pas de temps en tenant compte de l'étape la plus contraignante, transport ou géochimie. Pratiquement, l'aspect limitant d'un des deux phénomènes est indiqué par le nombre d'itérations requises pour converger sur les algorithmes mis en oeuvre dans la résolution des équations. La procédure de couplage et de calcul du pas de temps est détaillée ci-dessous.

#### 4.4.2.1 Couplage à la première itération ( $k=1$ )

Avant la première itération, l'équation de transport de solutés est résolue, à chaque noeud à partir de la concentration de chaque élément en solution  $C_t(i)$  et du terme puits/source  $\Gamma_t(i)$  résultant de la convergence du modèle au pas de temps précédent. L'introduction d'un terme puits/source non nul et égal à celui du pas de temps précédent est basée sur l'hypothèse que l'impact des processus géochimiques sera peu différent entre deux pas de temps. Ce terme  $\Gamma_t(i)$  est donc *a priori* plus proche que ne le serait une valeur nulle du terme  $\Gamma_{t+dt}(i)$  qui permettra la convergence au pas de temps  $t+dt$ . On réduit ainsi le nombre d'itérations du couplage.

La résolution de l'équation de transport génère une première estimation de la valeur de la concentration de chaque élément  $\overline{C_{t+dt}^0(i)}$  à chaque noeud du maillage. Le compteur d'itérations est incrémenté ( $k=1$ ). Le module géochimique est alors systématiquement appelé à tous les noeuds. Ce dernier délivre une première estimation de la valeur de concentration modifiée  $\overline{C_{geo}^1(i)}$  ce qui permet le calcul d'une première estimation d'un terme puits/source  $\overline{\Gamma_{t+dt}^1(i)}$  :

$$\overline{\Gamma}_{t+dt}^1(i) = \frac{[C_{géo}^1(i) - C_{t+dt}^1(i)] \cdot \theta}{dt} \quad (4.12)$$

L'équation de convection/dispersion est alors de nouveau résolue pour chaque soluté  $i$  sur la base la concentration initiale  $C_t(i)$  calculée au pas de temps  $t$  et du terme puits/source estimé  $\overline{\Gamma}_{t+dt}^1(i)$ . Cette équation génère une nouvelle estimation de concentration  $\overline{C}_{t+dt}^1(i)$ . Le rapport  $R_{t+dt}^1$  qui est le maximum sur l'ensemble des variations relatives des estimations au cours de l'itération pour l'ensemble des solutés  $i$ , est calculé, pour chaque noeud  $j$  :

$$R_{t+dt}^k = \frac{Max_i \left\| \overline{C}_{t+dt}^k(i) - \overline{C}_{t+dt}^{k-1}(i) \right\|}{Max_i \left\| \overline{C}_{t+dt}^{k-1}(i) \right\|} \quad (4.13)$$

Ce rapport est alors comparé à un critère de convergence  $\varepsilon_c$ , ce qui permet la sortie du pas de temps (critère satisfait) ou enclenche l'itération  $k$  suivante (incrément du compteur d'itérations).

#### 4.4.2.2 Couplage à l'itération $k$

Lors de l'itération  $k$ , l'équation de convection est résolue à partir de la concentration initiale  $C_t(i)$  et du terme puits-source  $\overline{\Gamma}_{t+dt}^k(i)$ . Le calcul de  $\overline{\Gamma}_{t+dt}^k(i)$  est expliqué plus loin. La concentration estimée des éléments en sortie de l'équation de transport  $\overline{C}_{t+dt}^k(i)$  est comparée à celle obtenue à l'itération précédente  $\overline{C}_{t+dt}^{k-1}(i)$  selon le rapport  $R_{t+dt}^k$  :

$$R_{t+dt}^k = \frac{Max_i \left\| \overline{C}_{t+dt}^k(i) - \overline{C}_{t+dt}^{k-1}(i) \right\|}{Max_i \left\| \overline{C}_{t+dt}^{k-1}(i) \right\|} \quad (4.14)$$

Si, pour tous les noeuds, la variation relative maximale des concentrations estimées des éléments  $i$  entre deux itérations est faible ( $R_{t+dt}^k < \varepsilon_c$ ), on considère que le modèle a convergé sur le pas de temps : les concentrations en solutions deviennent celles de la dernière estimation ( $C_{t+dt}(i) = \overline{C}_{t+dt}^k(i)$ ) et les caractéristiques géochimiques (concentration des minéraux, composition de la garniture cationique) sont mises à jour à partir des quantités précipitées/dissoutes et échangées lors de la dernière itération ( $miner_{t+dt}(j) = \overline{miner}_{t+dt}^k(i)$ ,  $ech_{t+dt}(i) = \overline{ech}_{t+dt}^k(i)$ ). Le pas de temps suivant est enclenché.

Si, à un noeud au moins, le critère de convergence n'est pas satisfait ( $R_{t+dt}^k > \varepsilon_c$ ), on incrémente le nombre d'itérations  $k=k+1$  puis on le teste. Si celui-ci est supérieur au nombre d'itérations permis ( $kmax$ ), cela signifie que la convergence du couplage a échoué sur ce pas de temps. Il y a alors calcul

d'un nouveau pas de temps  $dt'$ , inférieur à  $dt$ , réinitialisation de la procédure complète, résolution de l'équation de Richards avec  $dt'$ , et enfin résolution du couplage. Si le nombre d'itérations effectuées est inférieur au nombre d'itérations permises, le module géochimique est appelé et traite alors la dernière estimation de la concentration des éléments en solution dans un environnement géochimique (minéraux, échangeable) qui correspond au temps  $t$  ( $\min er_t(j)$ ,  $ech_t(i)$ ). En effet, les quantités de minéraux dissoutes ou précipitées ainsi que les quantités de cations échangées ( $\min er_{t+dt}^k(j)$ ,  $ech_{t+dt}^k(i)$ ), conduisant au calcul de  $\overline{C_{géo}^k(i)}$  à chaque itération, sont calculées mais ne sont utilisées pour la mise à jour des caractéristiques géochimiques que lorsque le couplage a convergé et qu'il y a passage au pas de temps suivant. La concentration modifiée par la géochimie  $\overline{C_{géo}^k(i)}$  permet de calculer une nouvelle estimation du terme puits/source  $\overline{\Gamma_{t+dt}^k(i)}$  selon :

$$\overline{\Gamma_{t+dt}^k(i)} = \frac{[C_{géo}^k(i) - C_{t+dt}^k(i)] \cdot \theta}{dt} \quad (4.15)$$

Ce terme est alors introduit dans l'équation de convection-dispersion dont la résolution est à nouveau effectuée.

**Le modèle choisi prend en compte un couplage itératif entre les mécanismes de transfert monodimensionnel d'eau et de solutés et les mécanismes géochimiques de précipitation-dissolution et d'échanges cationiques. Des lois cinétiques sont utilisées pour ces derniers.**

**Les paramètres du modèle, ainsi que l'évolution dans le temps des conditions aux limites du système, doivent être renseignés. C'est un des objectifs de l'expérimentation d'infiltration mise en oeuvre sur un monolithe de sol.**

## Chapitre 5

# Protocoles expérimentaux

Trois expérimentations ont été mises en œuvre pour étudier l'évolution des mécanismes hydro-géochimiques et, pour l'une d'entre elle, permettre le calage du modèle numérique. Elles ont été conçues pour appréhender les mécanismes à des niveaux de complexité croissants.

Nous détaillerons une expérimentation basée sur le suivi des caractéristiques d'un système [lame d'eau-sol], placé dans un bac, qui reproduit la situation de submersion des parcelles rizicoles (5.1). Elle permettra l'étude des mécanismes de diffusion entre le sol saturé et la lame.

Nous présenterons ensuite les expérimentations d'éluion d'éléments réactifs ou non réalisées sur un monolithe de sol (5.2). Elle répond au double objectif d'étude des mécanismes géochimiques dans des conditions d'écoulement et de calage du modèle .

Nous verrons enfin le dispositif mis en place au niveau de deux parcelles rizicoles pour suivre, au cours d'une année, l'évolution des caractéristiques hydro-chimiques des sols et de leur environnement (5.3).

### 5.1 Expérimentations sur le sol au contact d'une lame d'eau (bacs)

Cette expérimentation permet l'observation des phénomènes chimiques à l'interface sol-lame d'eau, et en particulier, des phénomènes de diffusion de la solution du sol vers l'eau de surface, initialement beaucoup moins concentrée. Le suivi est réalisé pendant quelques semaines, à partir de sol remanié, de même densité que la couche labourée au niveau de la parcelle, et d'eau provenant du Niger. Les flux gravitaire et évaporatif étant limités, seuls les phénomènes chimiques sont donc étudiés.

### 5.1.1 Présentation du dispositif

Un bac de  $0.5 \text{ m}^2$  de base est rempli de 80 kg de sol 1, broyé, que l'on compacte afin d'obtenir une densité apparente équivalente à 1.6 ce qui correspond à une couche de 10 cm de sol.

- On implante trois capteurs de solution, tubes de plastique crépinés à la base, fonctionnant sur le principe du piézomètre.

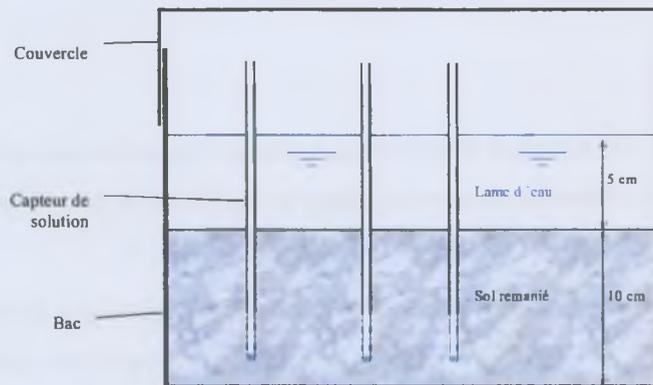


FIG. 5.1: Schéma du dispositif de suivi des caractéristiques chimiques à l'interface sol-lame d'eau

### 5.1.2 Protocole de mesure

Les valeurs de  $pH$  et du potentiel redox  $Eh$  du sol sont recueillies, deux fois par jour, en trois points du bac et à trois profondeurs (0-3, 4-6 et 7-9 cm) respectivement à l'aide d'une électrode à gel et d'une électrode à platine.

Toutes les 12 heures, des prélèvements d'un volume de 5 ml de solution du sol sont effectués dans chaque capteur. Un échantillon de lame d'eau est aussi collecté. La concentration de ces solutions est mesurée à l'aide d'un conductimètre. L'alcalinité est déterminée une fois par jour par titration de Gran (Stumm & Morgan, 1981).

### 5.1.3 Déroulement de l'expérimentation

Le sol sec est tout d'abord saturé par apport d'eau du Niger ( $CE=0.04 \text{ dS.m}^{-1}$ ) : la boue est alors brassée pour assurer une bonne homogénéisation. Le sol est laissé en l'état pendant douze jours. A l'issue

de cette phase, une eau identique à la précédente est apportée afin de mettre en place une lame d'eau de 5 cm de hauteur. La prise de mesure se poursuit alors pendant un mois. Après cinquante jours, la lame a disparu sous les effets combinés des prélèvements de solution et de l'évaporation.

## 5.2 Expérimentations sur monolithe de sol

Cette expérimentation est menée en milieu contrôlé sur un monolithe de sol de grande taille. Un dispositif permet de recueillir des informations sur l'évolution des caractéristiques chimiques sous l'effet d'un écoulement.

### 5.2.1 Description du dispositif expérimental

Le schéma 5.2 présente l'instrumentation réalisée sur la colonne de sol non remanié, haute de 50 cm et de 20 centimètres de diamètre.

La colonne est équipée de dispositifs de mesures du potentiel hydrique (tensiomètre (2)), de l'humidité volumique du sol (sondes TDR (1)) et d'un système de prélèvements de solutions (bougies poreuses (3)) placés au coeur du massif de sol à cinq niveaux (5, 15, 25, 35 et 45 cm) (Hammecker *et al.*, Submitted). Les données de nature hydrique sont collectées automatiquement à pas de temps réguliers (toutes les 10 minutes à chaque profondeur). La collecte de solution se fait par maintien, à l'aide d'une pompe programmée, d'une dépression dans le capteur de solution pendant trois séquences de deux heures les jours de collecte de la solution. Cette procédure a été mise au point pour permettre l'extraction d'un faible volume d'eau (2 à 5 ml) ce qui minimise la perturbation des prélèvements sur le sol (assèchement, soustraction d'éléments chimiques). La concentration des ions en solution est ensuite analysée par électrophorèse capillaire, technique adaptée à de faibles volumes d'échantillons.

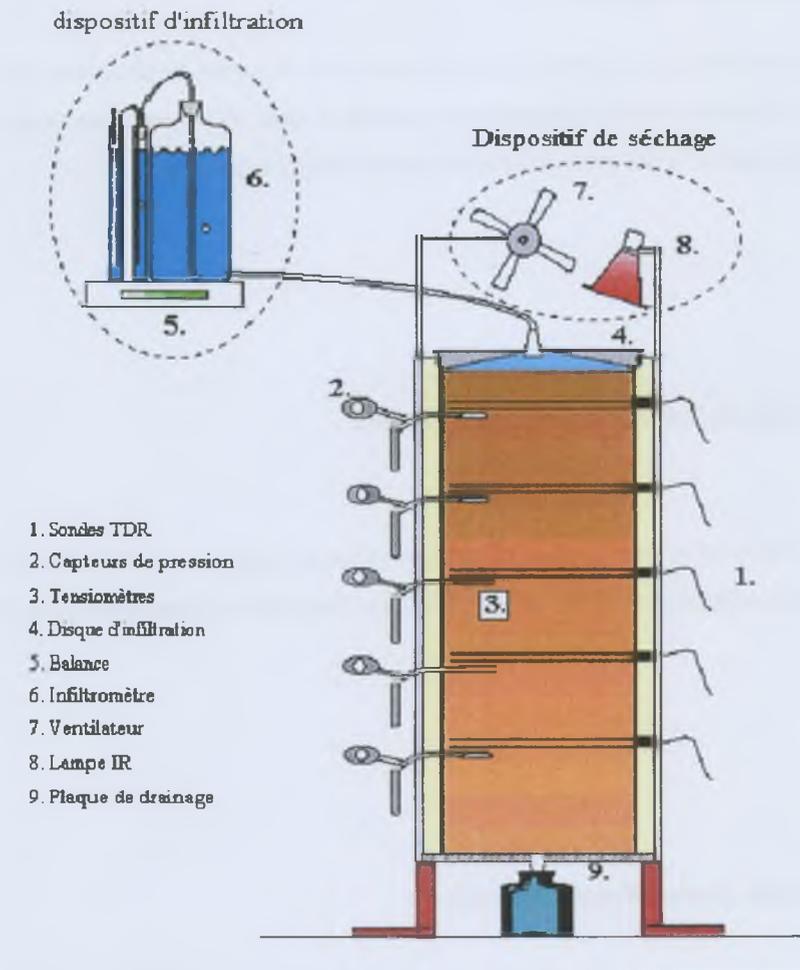


FIG. 5.2: Dispositif expérimental de colonne de sol non remanié (source : Maeght, 1999)

Pour les phases d'infiltration, un dispositif similaire au perméamètre à succion contrôlée (Smetten & Clothier, 1991) est utilisé. Un disque poreux (4) est placé en contact avec la partie supérieure de la colonne ; ce dernier est relié à un système de vases de Mariotte assurant le maintien d'un potentiel hydrique nul à la surface de la colonne (6). Les quantités de solution infiltrées sont appréciées par pesée automatique du réservoir contenant la solution d'apport (5). La colonne dispose d'un exutoire à sa base (9).

Pour des phases d'infiltration, l'évaporation peut-être forcée par de forts rayonnements Infra Rouge (8) et par de la ventilation (7).

L'ensemble du dispositif est placé dans une pièce climatisée où les variations de température, autour d'une moyenne de 24 degrés C, n'excèdent pas 2 degrés C.

## 5.2.2 Protocole

Suite à son prélèvement, la colonne a subi une phase d'infiltration par de l'eau distillée suivie d'une phase de dessèchement sous une forte demande évaporative. Ces deux expérimentations ont permis la détermination des propriétés hydrodynamiques de ce sol présentées précédemment (3.2.2).

Nous détaillons les expérimentations faites par la suite et dont l'objet est l'étude des processus hydro-géochimiques. Le protocole comporte deux étapes : tout d'abord, une longue étape de mise à l'équilibre de la colonne par infiltration d'une eau de qualité constante suivie d'une étape plus courte de traçage de type "injection-échelon" par une eau de faciès chimique contrasté par rapport à celui de la colonne.

### 5.2.2.1 Mise à l'équilibre du sol

Une solution carbonatée sodique concentrée a été appliquée sur la colonne pendant huit mois. Sa composition est présentée dans le tableau 5.1. On peut estimer qu'un volume d'eau correspondant à 16 volumes de pores a été infiltré.

Concentration (meq.l <sup>-1</sup> )	Solution d'apport avant traçage	Solution traçante
Cl <sup>-</sup>	0.02	20.95
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0.06	0.0
Br <sup>-</sup>	0.02	0.0
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0.05	0.0
Alcalinité mesurée	4.2	0.50
Ca <sup>2+</sup>	0.31	21
Mg <sup>2+</sup>	0.48	0.35
Na <sup>+</sup>	3.43	0.10
K <sup>+</sup>	0.27	0.0
Alcalinité résiduelle	3.16	-20.15
CE (dS.m <sup>-1</sup> )	0.5	2.25

$$\text{Alcalinité résiduelle} = \text{Alcalinité} - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{K}^{+}$$

TAB. 5.1: Composition des solutions apportées sur le monolithe de sol

A l'issue de cette période, la solution du sol, pour les 35 premiers centimètres de la colonne, présente des caractéristiques identiques à celle de l'eau qui a été appliquée (figure 6.1). L'état chimique initial avant le traçage est donc homogène et connu.

### 5.2.2.2 Traçage par injection-échelon

Une solution chloruré-calcique très concentrée (tableau 5.1) est appliquée pendant deux mois. Le débit d'infiltration est constant pendant cette période et égale à  $0.5 \text{ cm.j}^{-1}$ . Le volume infiltré correspond à 4 volumes de pores de la colonne entière.

Des échantillons de solution du sol ont été prélevés à 5, 15, 25, 35 et 45 cm tous les deux jours.

## 5.3 Suivi de profils de sols cultivés

Les phénomènes hydro-géochimiques du sol sont sous l'influence de facteurs extérieurs d'origines diverses et d'intensité variable au cours de l'année. Il convient donc d'élaborer un dispositif et un protocole pour suivre l'évolution des caractéristiques hydriques et géochimiques du sol.

### 5.3.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental mis en place sur les sites 1 et 2 est présenté sur la figure 5.3.

Les potentiels hydriques sont mesurés avec des tensiomètres à eau (2). La mesure est faite dans la faible fraction d'air surmontant la colonne d'eau. L'humidité pondérale est déterminée par gravimétrie. La charge totale de la nappe est mesurée par relevé du niveau d'eau dans un piézomètre (1).

Des extractions de solution de sol sont faites par des capteurs de solution (3) dans lesquels est maintenue une dépression. Des échantillons d'eau de nappe et de lame, lorsqu'elle est présente, sont également prélevés. Ces solutions sont ensuite conservées dans des conditions réfrigérées. Des mesures de  $pH$  et  $Eh$  sont faites directement dans le sol respectivement par une électrode à gel et une électrode à platine. Des mesures de concentration de l'ensemble des solutions sont effectuées à l'aide d'un conductimètre électrique.

Les termes du bilan d'eau à l'échelle de la parcelle (volumes d'eau apportés, évacués, infiltrés, évapotranspirés et précipités) sont déterminés à l'aide d'un dispositif comprenant une cuve (4) remplie de sol planté (mesure de l'évapotranspiration), d'un cylindre ouvert (5) (mesure de l'infiltration par différence avec les flux évapotranspirés), d'un pluviomètre (6) et d'une règle le long du cylindre (mesure des volumes apportés par comparaison entre les niveaux intérieurs et extérieurs du cylindre).

### 5.3.2 Protocole de mesure

La faisabilité de la plupart des mesures est très dépendante de l'état d'humectation du profil. Ainsi, pendant la saison de culture, l'ensemble des observations peut être réalisé ce qui n'est pas le cas pour

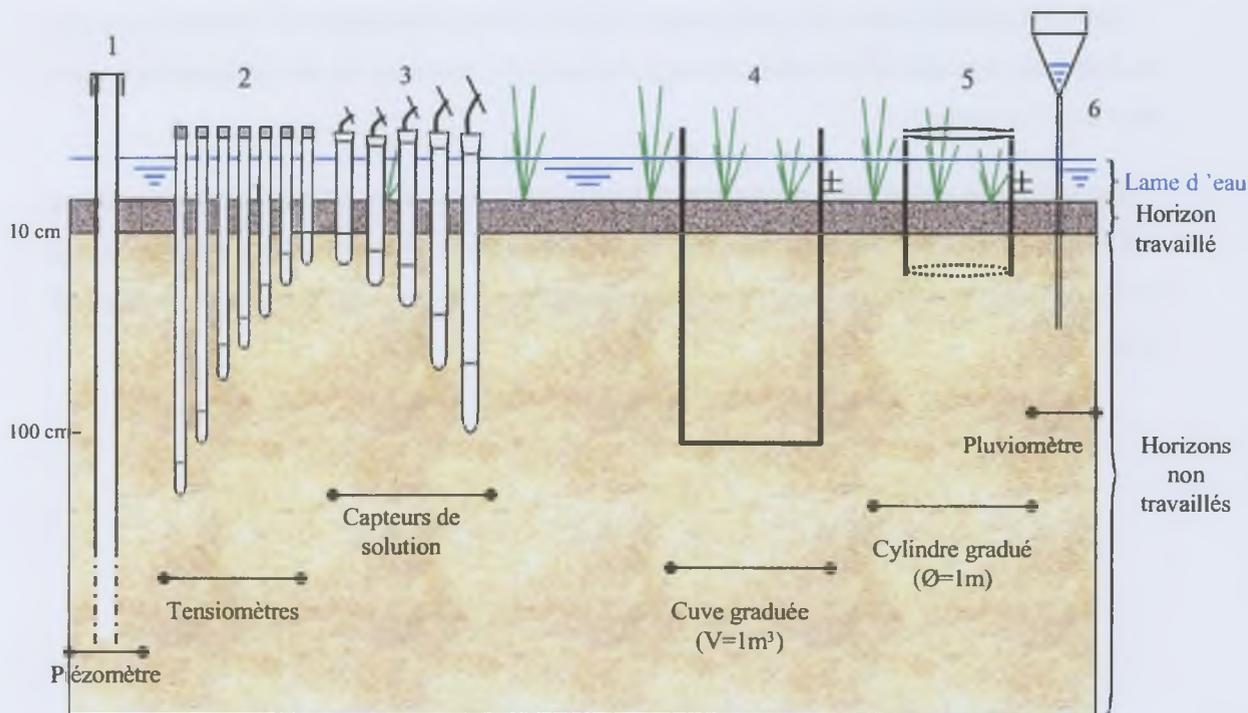


FIG. 5.3: Dispositif de suivi des caractéristiques hydro-chimiques de profils de sols cultivés - site 1 et 2

une grande partie de la contre-saison. Les relevés de potentiels hydriques et d'humidités pondérales sont faits trois fois par semaine à 10, 20, 30, 40, 50, 80 et 110 cm. La valeur d'humidité retenue pour chaque profondeur est une valeur moyenne de trois répétitions. Le niveau de nappe est relevé à une fréquence hebdomadaire.

Les échantillons d'eau et de solution du sol sont collectés tous les 3 ou 4 jours et leur concentration est systématiquement mesurée. Les mesures de  $pH$  et  $Eh$  in situ sont faites tous les deux ou trois jours sur trois répétitions à chaque profondeur. La détermination des bases échangeables par la méthode de cobaltihexamine (Orsini & Remy, 1976) a été réalisée, à chaque profondeur et à cinq reprises au cours de l'année.

Les termes du bilan sont calculés quotidiennement. Le pluviomètre donne la mesure directe du volume précipité. Par différence, l'évolution du niveau intérieur du lysimètre donne alors le volume éva-

potranspiré. On soustrait cette quantité à la variation du niveau d'eau dans le cylindre pour en déduire le volume infiltré. Les volumes d'eau apportés ou exportés de la parcelle sont calculés en comparant l'évolution des niveaux à l'extérieur et à l'intérieur du cylindre.

Enfin, les différents stades de développement du riz, les dates remarquables de l'itinéraire technique sur la parcelle, ainsi que les principales phases de la gestion de l'irrigation, ont été consignées en concertation avec l'agriculteur.

**Les protocoles mis en place sur des sols de natures différentes, à des échelles de temps variables et dans des conditions de milieux tranchées, nous permettront d'obtenir un jeu de données qui servira de base à l'analyse des processus hydro-géochimiques de la salinisation à l'échelle du profil de sol.**

## **Troisième partie**

# **Analyse et modélisation des processus hydro-géochimiques sur un monolithe de sol**

*Cette partie porte sur l'analyse et la modélisation de la dynamique des processus hydro-géochimiques dans le cadre de l'expérimentation d'infiltration sur un monolithe de sol, que nous avons présentée dans la partie précédente.*

*Nous mènerons notre analyse en deux étapes. Dans le chapitre 6, nous essaierons de déduire des observations la nature et la cinétique des processus mis en jeu. Nous procéderons ensuite, dans le chapitre 7, au calage du modèle et à la discussion des écarts entre les valeurs simulées et observées. Nous mènerons aussi des tests de sensibilité de ce modèle pour hiérarchiser les processus selon leur impact sur l'évolution chimique de la solution du sol.*

## Chapitre 6

# Nature et dynamique des processus hydro-géochimiques

Après un rappel des critères classiquement retenus pour l'étude des éluptions ioniques dans une colonne de sol (6.1.1), nous caractériserons le faciès chimique initial du sol (6.1.2). Nous observerons ensuite les tendances évolutives des ions non-réactifs (6.1.3) et réactifs (6.1.4) et les comparerons à différentes profondeurs.

Nous analyserons alors ces résultats et tenterons de les interpréter comme la résultante des processus (6.2). Nous discuterons les observations décrites ci-dessus en cherchant à caractériser la nature des mécanismes hydro-géochimiques mis en jeu ainsi que leur cinétique. Nous étudierons tout d'abord le mécanisme de transport (6.2.1) à partir des observations de l'éluption du chlorure. Nous essaierons ensuite de caractériser les réactions hétérogènes à partir des constats faits sur l'évolution de la concentration des ions réactifs (6.2.2).

### 6.1 Résultats

#### 6.1.1 Méthode de description des éluptions

Trois critères sont communément utilisés pour décrire les courbes d'éluption d'éléments apportés sur une colonne de sol (les ions chlorure et calcium dans notre cas) et en déduire les processus dans lesquels ils sont impliqués.

Le premier est le *taux de restitution* du soluté, rapport entre la quantité injectée et la quantité recueillie. Ce taux de restitution sera observé pour un volume de solution infiltrée donné.

Le second est le "*retard*" ou "*l'avance*" de la restitution du soluté par rapport au fluide vecteur que l'on apprécie par l'écart entre les temps (ou le volume d'eau exprimé en nombre de volumes de pores)

nécessaires pour permettre la sortie d'une concentration réduite de 0.5, c'est-à-dire, dans notre cas une concentration en chlorure et calcium de  $10.5 \text{ meq.l}^{-1}$ .

Le troisième est la forme de *la queue de restitution*, partie de courbe tendant asymptotiquement ("tailing") de façon plus ou moins rapide vers la valeur d'équilibre, correspondant, dans le cas du chlorure et du calcium, à la concentration de la solution,  $20.95 \text{ meq.l}^{-1}$ .

La courbe d'éluion théorique qui serait obtenue suite à l'injection en continu (injection-échelon) d'une eau marquée, dans un sol homogène peu dispersif dans lequel toute l'eau participe à l'écoulement, est une sigmoïde presque symétrique autour d'un point correspondant ici à une concentration réduite du traceur égale à 0.5 pour un volume apporté équivalent à un volume de pores. La concentration atteinte après deux volumes de pores est celle de la solution d'apport. Les observations faites dans le cas de sol structuré (non remanié) seront étudiées au regard de cette courbe théorique.

### 6.1.2 Profil chimique initial du monolithe

Les profils chimiques de la solution du sol juste avant traçage sont représentés sur la figure (6.1).

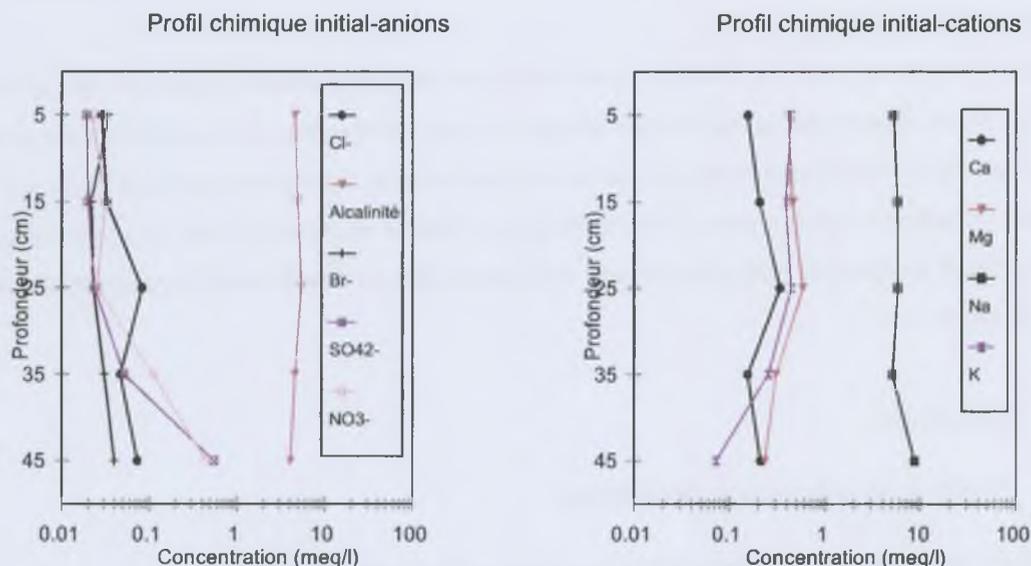


FIG. 6.1: Profil chimique initial de la solution du monolithe

Le faciès de la solution du sol est bi-carbonaté sodique. La composition de cette solution dans les 35 premiers centimètres est globalement homogène et similaire à celle de l'eau infiltrée dans la colonne pendant les huit mois précédents le traçage. La couche à 45 cm est plus sulfatée et plus sodique.



### 6.1.3 Elution des ions non réactifs

Les observations faites dans la partie médiane de la colonne, à 15, 25 et 35 cm sont globalement similaires (6.2). Les courbes d'éluion atteignent la concentration réduite de 0.5 après un volume de pores environ. On note un faible "tailing" puisque la concentration d'équilibre est atteinte après trois à quatre volumes de pores.

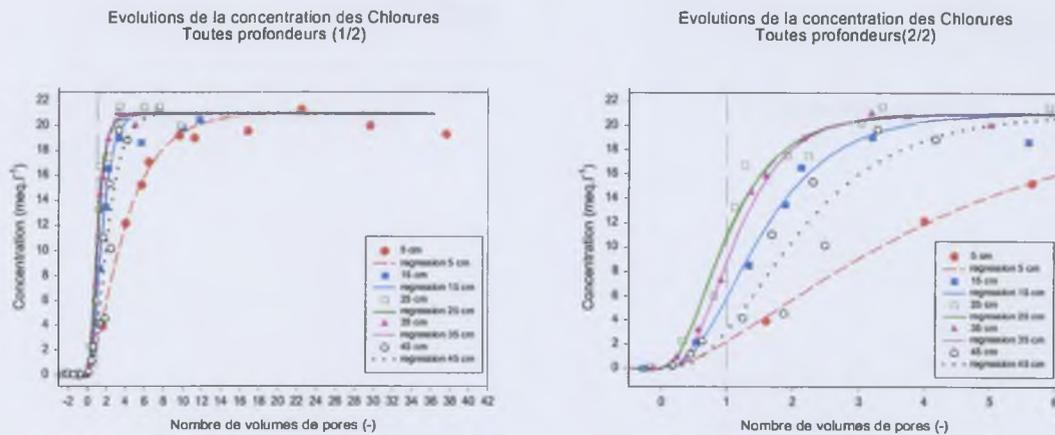


FIG. 6.2: Elution des ions chlorures aux différentes profondeurs

La couche de surface a un comportement singulier : les concentrations réduites de 0.5 et d'équilibre ne sont, respectivement, atteintes qu'après un écoulement d'un volume de solution équivalent à 3.5 et plus de 20 volumes de pores.

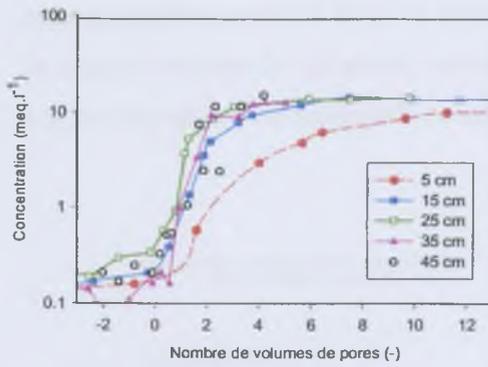
La couche profonde présente un comportement similaire au niveau 15 cm mais les volumes nécessaires pour atteindre 10 et 20 meq.l<sup>-1</sup> sont plus importants.

Pour l'ensemble des profondeurs, la concentration d'apport est atteinte dans la solution du sol même si elle n'est effective que pour des volumes infiltrés variables.

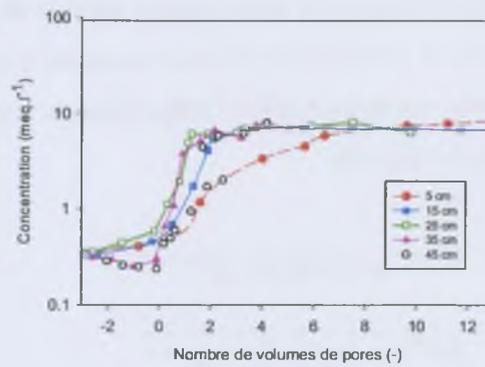
### 6.1.4 Elution des ions réactifs à toutes les profondeurs

Conformément à ce qui a été noté dans le cas des ions chlorure, l'horizon superficiel a aussi un comportement singulier pour l'ensemble des autres solutés : la restitution des ions apportés est fortement retardée tout comme l'évolution des autres ions qui ne sont pas présents dans l'eau d'apport. A 45 cm, on remarque une dispersion plus importante des points de mesure.

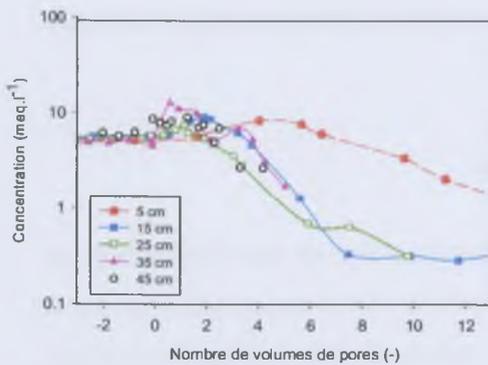
Evolutions de la concentration des ions  $\text{Ca}^{2+}$   
Toutes profondeurs



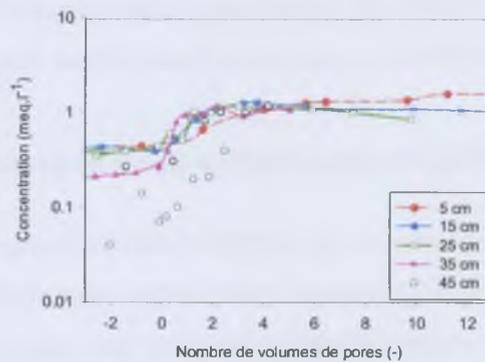
Evolutions de la concentration des ions  $\text{Mg}^{2+}$   
Toutes profondeurs



Evolutions de la concentration des ions  $\text{Na}^+$   
Toutes profondeurs



Evolutions de la concentration des ions  $\text{K}^+$   
Toutes profondeurs



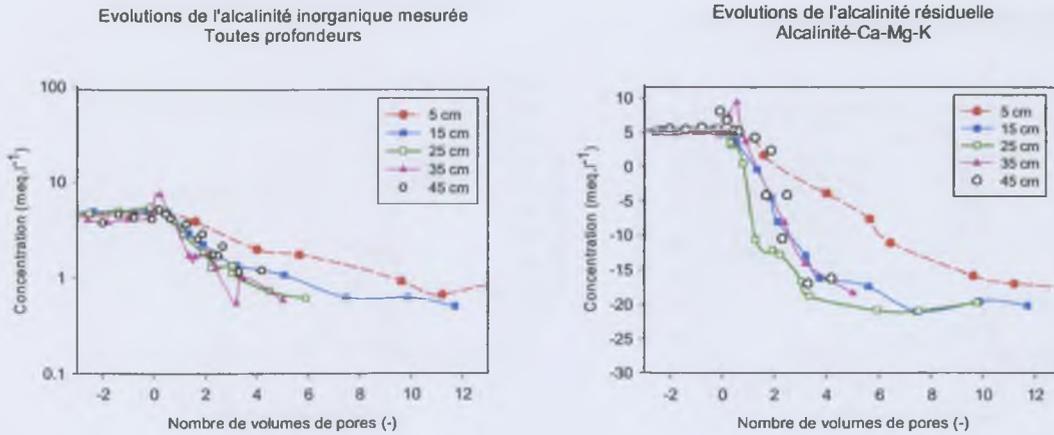


FIG. 6.3: Evolution des concentrations des ions à toutes les profondeurs

Dans l’horizon 10-40 cm, en revanche, les évolutions sont voisines pour tous les solutés. Nous nous appuierons sur les observations faites à 15 cm pour les décrire.

**6.1.5 Evolution de la concentration des ions réactifs à une profondeur représentative (15 cm)**

La colonne, faiblement pourvue en ions chlorure à l’état initial (figure 6.1), voit la concentration en ion chlorure augmenter selon un profil sigmoïdal (figure 6.4). La concentration réduite de 0.5 est atteinte pour un nombre de volumes de pores légèrement supérieur à 1 et la valeur d’équilibre, qui est atteinte après quelques volumes de pores (4 volumes de pores), est égale à la concentration du soluté dans l’eau d’apport ; la restitution présente donc une légère "queue d’éluion".

La hausse de concentration en calcium dans la colonne se fait également selon un profil sigmoïdal dont les caractéristiques sont pourtant très différentes de celui de l’ion chlorure. La concentration réduite de 0.5 est atteinte dans la solution du sol après plusieurs volumes de pores (ici 4 volumes de pores) ; le "tailing" est très fort puisqu’après plus d’une quinzaine de volumes de pores, la concentration dans la colonne (ici 14 meq.l<sup>-1</sup>) est encore bien inférieure à celle de l’eau d’apport (21 meq.l<sup>-1</sup>) (5.1).

L’évolution diffère pour chacun des autres cations dont les molarités dans l’eau d’apport sont nulles ou très faibles.

La solution du sol s’enrichit en magnésium selon une dynamique similaire à celle du calcium pendant les premiers volumes de pores (2, dans cet exemple). La hausse de concentration devient alors plus modérée pendant deux volumes de pores pour atteindre des valeurs de l’ordre de 6 meq.l<sup>-1</sup>, c’est-à-dire

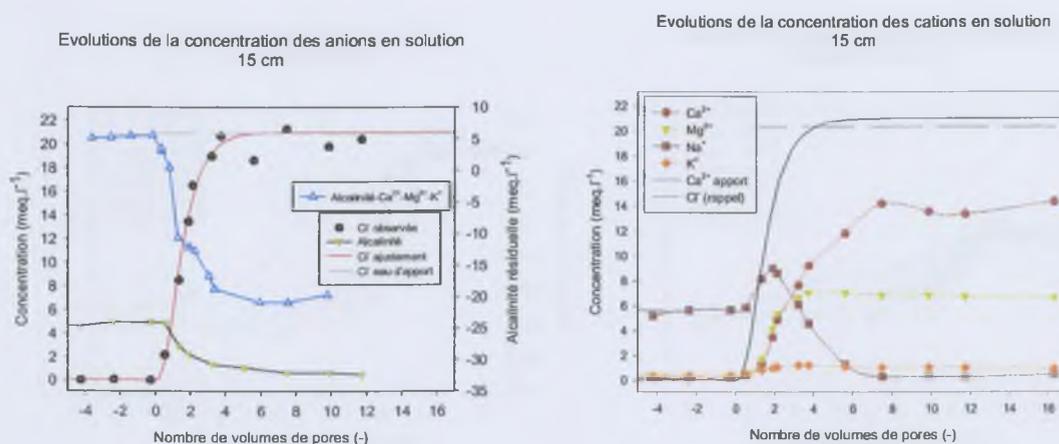


FIG. 6.4: Evolution des concentrations des ions à 15 cm

trente fois plus élevées que les concentrations initiales. Elles se maintiennent ensuite à ce niveau avec, cependant, une légère tendance à la baisse.

La concentration en sodium, cation très majoritaire à l'état initial, progresse de quelques points en deux volumes de pores avant de baisser de façon continue jusqu'à devenir, après six à huit volume de pores, très faible ( $0.35 \text{ meq.l}^{-1}$ ) et proche de la concentration dans la solution d'apport ( $0.1 \text{ meq.l}^{-1}$ ).

La concentration en ions potassium progresse légèrement avant de se stabiliser rapidement après deux volumes de pores à des niveaux de l'ordre d' $1 \text{ meq.l}^{-1}$ .

Enfin, l'alcalinité diminue pendant toute l'expérience avant de se stabiliser, après huit volumes de pores, autour d'une valeur de  $0.5 \text{ meq.l}^{-1}$  égale à celle de l'eau d'apport.

## 6.2 Analyse des résultats

### 6.2.1 Le transport de solutés non réactifs

#### 6.2.1.1 Le transport convectif-dispersif

L'ion chlorure est choisi comme traceur car, d'une part, il n'interagit pas avec la matrice solide et, d'autre part, les sources ou puits de chlorure, notamment minérales, sont inexistantes dans ce sol au faciès carbonaté-sodique.

Ceci est confirmé pour les niveaux 15, 25 et 35 cm par la restitution d'une concentration réduite pour un volume d'eau voisin d'un volume de pores et par la restitution totale des ions chlorure. Pour cette partie de la colonne, l'hypothèse de transport convectif-dispersif apparaît acceptable. Le léger retard

apparent de l'élution pour une concentration réduite de 0.5 est probablement attribuable à l'incertitude sur la détermination du volume de pores.

En revanche, pour cet horizon médian (10-40 cm), le "tailing" observé semble indiquer la présence d'une fraction d'eau qui ne participe pas directement à l'écoulement. Le transfert des solutés entre les deux fractions ne se fait que par diffusion, plus lente que la convection. L'existence d'une fraction d'eau immobile est souvent observée dans l'étude de sols structurés (cf. 1.2.2.2). Dans le cas étudié, le "tailing" reste faible ce qui correspond à des temps caractéristiques d'échange courts. Ceux-ci traduisent, pour un coefficient de diffusion donné, une taille réduite des zones d'eau immobile, état qui s'explique par le faible niveau de structuration de ce sol (sol sableux).

#### **6.2.1.2 Les écoulements préférentiels**

Dans une expérimentation d'élution où l'ensemble de la solution est recueilli à la base de la colonne, une sortie plus rapide des ions chlorure que dans le cas théorique est généralement interprétée comme la présence d'écoulements préférentiels.

Dans notre cas, on peut aussi interpréter la sortie tardive d'ions chlorure comme résultant d'écoulements préférentiels latéraux, non captés par la bougie poreuse ancrée dans le coeur du massif de sol. Pour un débit mesuré, résultat de l'ensemble des écoulements dans la colonne, une partie du volume injecté ne transite donc pas par la couche de sol concernée. Ainsi, pour une durée d'infiltration donnée, en comptabilisant l'ensemble du volume infiltré dans le calcul du nombre de volumes poraux parcourus, on surestime ce dernier. La sortie des ions chlorure, dont la concentration est mesurée uniquement dans l'eau qui circule effectivement au sein du massif, apparaît donc plus tardive.

Ces écoulements préférentiels apparaissent très localisés, limités aux premiers et derniers centimètres de la colonne de sol.

En surface, la structure du sol s'est très probablement altérée dans une phase antérieure à cette expérimentation ce qui s'est traduit par une très forte réduction de la conductivité hydraulique à saturation (cf. 3.2.2). La croûte indurée formée en surface a pu favoriser, par la suite, des écoulements le long du massif de sol.

L'horizon profond est de nature plus compacte que la partie supérieure de la colonne comme l'attestent les observations faites sur le lieu du prélèvement de la colonne (cf. 3.2.1) et la lenteur de l'humectation de cette partie lors de la saturation de la colonne. Une partie de l'eau atteignant le toit de cet horizon est probablement déviée vers les bords de la colonne et éluee rapidement, ce que confirment les

valeurs de conductivité électrique en sortie de colonne, proches de celles de la solution à 35 cm et très inférieures à celles de la solution à 45 cm.

### 6.2.2 Les réactions hétérogènes

Les phénomènes liés à la physique du sol (écoulements préférentiels, échanges entre deux classes d'eau) qui ont été mis en évidence précédemment, s'appliquent aussi aux autres ions. En revanche, contrairement aux ions chlorure, les cations sont susceptibles d'être impliqués dans des réactions hétérogènes de changement de phase, dont les deux principaux sont la précipitation-dissolution de minéraux et les échanges cationiques. Ces processus sont régis par des lois cinétiques propres et interagissent fortement (cf. 1).

L'impact des processus sur les caractéristiques chimiques de la solution dépendra du rapport entre la vitesse d'écoulement et la cinétique globale de ces processus. Ces interactions entraînent des profils qui diffèrent nettement de ceux des ions chlorure par des retards à l'élution du calcium, des restitutions encore très incomplètes du calcium après passage d'un volume important de solution et, enfin, l'apparition en solution d'ions magnésium, sodium et potassium alors qu'ils ne sont pas présents dans l'eau d'apport. Au terme de la période observée, on constate donc un très fort "non-équilibre". Cette situation est souvent observée dans les milieux ouverts et structurés comme les sols (cf. 1.2.2).

#### 6.2.2.1 Les échanges cationiques

L'ensemble des cations est impliqué dans des processus d'échanges. L'évolution de leur concentration en solution reflète la dynamique d'échange suivante : suite à l'apport, la solution du sol s'enrichit en calcium, ce qui crée un déséquilibre entre les quantités échangeables et solubles de ce cation. Les échanges cationiques s'effectuant suivant des lois thermodynamiques liées à un état d'équilibre (cf. 1.1.2.1), cet apport de calcium provoque l'adsorption du calcium au détriment des autres cations (magnésium, sodium et potassium) qui sont désorbés.

La désorption constitue une source de magnésium, de sodium et de potassium pour la solution. La quantité de cations échangée et libérée dans la solution, dépend de l'affinité de ces ions pour la matrice solide et du déséquilibre ionique entre le complexe d'échange et la solution. L'intensité des échanges supposés binaires, est donc différente selon les cations ce qui explique que les évolutions des trois cations désorbés diffèrent entre elles.

**Le sodium** - Le sodium, ion hydraté de grosse dimension, a une faible affinité pour le complexe d'échange en comparaison à celle du calcium. De plus, la matrice solide, ayant été au contact d'une eau carbonatée sodique renouvelée pendant plusieurs mois, comprend probablement, à l'état initial, un pourcentage de sodium échangeable important. Suite à l'apport de calcium dans la solution, la désorption du sodium s'effectue d'abord fortement (augmentation transitoire de la concentration pendant deux volumes de pores), puis les quantités libérées diminuent et ne compensent plus le lessivage et la dilution par l'eau de traçage. Après huit volumes de pores, la source de sodium est trop faible pour avoir un impact sur la solution.

**Le magnésium** - Le magnésium est initialement présent sur le complexe d'échange en forte quantité. L'arrivée de calcium en solution entraîne une forte libération de magnésium pendant les quatre premiers volumes de pores. L'affinité du magnésium pour le complexe d'échange étant plus forte que celle du sodium, cette libération est moins rapide que pour le sodium. Bien que la concentration en calcium continue de progresser par la suite, la concentration en magnésium se stabilise, résultat de son lessivage et de sa libération par le complexe.

**Le potassium** - Le potassium a une forte affinité pour le complexe d'échange et sa quantité adsorbée est faible. L'effet de la désorption sur sa concentration dans la solution est donc moins marqué que dans le cas du sodium, mais est plus durable. Après deux volumes de pores, malgré le lessivage par une eau complètement dépourvue en potassium, la concentration se maintient en solution à des valeurs de l'ordre de  $1 \text{ meq.l}^{-1}$ . On peut y voir la libération continue de potassium. On peut également envisager l'hypothèse d'une source minérale de potassium.

**Le calcium** - Les concentrations en calcium résultent du bilan entre la quantité apportée et la quantité échangée. Ce cation est échangé avec les trois autres. Sur l'analyse précédente, nous pouvons proposer différentes phases pour l'échange du calcium avec les autres cations.

Dans un premier temps (pendant un volume de pores), du fait du déséquilibre causé par l'apport de calcium dans une solution très sodique à l'état initial, et de la forte propension de sodium à être désorbé, les échanges calcium-sodium sont privilégiés et les quantités de sodium libérées sont plus fortes que celles du magnésium. La quantité de sodium échangeable se réduisant, les substitutions avec ce cation sont moins fortes. Dans le même temps, la concentration du calcium en solution augmentant, les échanges se poursuivent avec le magnésium et le potassium. Après cinq volumes de pores, l'équilibre résultant du

lessivage et de la libération de cation est atteint successivement pour le potassium, le magnésium et, enfin, le sodium. Après huit volumes de pores, la désorption de sodium est négligeable et les échanges perdurent entre le calcium (adsorption) et le magnésium et potassium (désorption).

Par la suite, à chaque niveau de la colonne, la perte des cations en solution est tamponnée par le complexe d'échange. Les quantités de cations adsorbés sont en effet très importantes au regard de celles en solution. La quantité de calcium apportée apparaît, à ce stade là, légèrement supérieure à celle adsorbée sur la matrice échangeable ce que explique la faible augmentation de sa concentration.

Si l'apport d'eau perdurait, cela conduirait, à terme, à la saturation complète du complexe d'échange par le calcium et à l'évacuation de la colonne des autres cations.

**Les cinétiques d'échanges** - Les évolutions observées traduisent des cinétiques d'échanges qui freinent le retour à l'équilibre. Si la cinétique d'échange du calcium était instantanée, l'apparition du calcium en solution ne serait possible qu'après saturation complète de la matrice ce qui se traduirait par une restitution beaucoup plus tardive et selon un profil similaire à celui de l'ion chlorure. *A contrario*, une cinétique très lente aurait provoqué une élution précoce et rapide du calcium. Dans notre cas, la forme de l'élution du calcium (retard et phénomène de "tailing") tout comme la restitution partielle de celui-ci, nous amène à considérer une cinétique qui, dans les conditions de flux de l'expérience, rend la composition de la solution très sensible aux échanges.

Nous avons vu précédemment (cf. 1.2.1.1) que le processus global de changement de phases comportait plusieurs étapes (accès au solide par diffusion, adsorption...). Le phénomène cinétique global est donc contrôlé par l'étape la plus lente. Il est admis que l'étape d'échange *sensu stricto* est instantanée. En revanche, les étapes d'accès des cations aux sites d'échange sont lentes, ce qui peut expliquer la cinétique apparente observée ici.

#### 6.2.2.2 La précipitation-dissolution de minéraux

La dissolution et la précipitation de minéraux enrichissent ou appauvrissent la solution en éléments. Ces phénomènes sont régis par des lois cinétiques. Leurs effets sur la composition de la solution n'apparaîtront ici qu'à deux conditions : la première est que les minéraux préexistent dans le sol ou que les conditions soient réunies pour qu'ils précipitent et, la seconde est que leur cinétique ne soit pas trop lente au regard de la vitesse d'écoulement.

Nous reprendrons les minéraux alcalins dont l'existence dans les sols de la région étudiée a été discutée précédemment (cf. 1.1.1.2 et 3.2.1) : la calcite, un phyllo-silicate magnésien et l'illite. Pour une

gamme de  $pCO_2$ , ( $10^{-3.5}$  atm ;  $10^{-1}$  atm) compatible avec nos conditions d'écoulement, la solution initiale est sous-saturée par rapport à la calcite. La colonne ayant été durablement lessivée par cette solution, nous faisons l'hypothèse que si la calcite était initialement présente dans le sol lors du prélèvement de la colonne, celle-ci a été dissoute au cours du lessivage. Nous n'avons pas les moyens de vérifier cette hypothèse. Nous ne disposons pas en effet des valeurs de  $pH$  du sol lors du traçage ce qui rend impossible la détermination des états de saturation de la solution par rapport aux minéraux. D'autre part, aucune détermination directe des quantités de calcite éventuellement présentes dans le sol n'a été faite.

Des phyllosilicates magnésiens ainsi que des illites sont probablement présents en quantité importante comme cela a été préalablement mis en évidence. Dans l'hypothèse où ces minéraux silicatés pré-existeraient dans le sol, on pourrait envisager les étapes suivantes : précipitation des minéraux au début de l'infiltration sous les effets conjugués de l'apport du calcium et de la désorption des autres cations qui se trouveraient dans un milieu alcalin, puis, dissolution de ceux-ci sous l'effet du lessivage de l'alcalinité. Mais, le fait que l'alcalinité se stabilise après quelques volumes de pores au niveau de celle de l'eau d'infiltration, montre que la libération d'alcalinité par dissolution, si elle a lieu, se fait selon une cinétique lente au regard de celle des échanges et de la vitesse d'écoulement. Une autre hypothèse est que l'alcalinité libérée par la dissolution de certains minéraux provoque la précipitation de calcite, minéral se formant rapidement dans les sols. Quelle que soit l'hypothèse retenue, l'impact des processus de précipitation-dissolution sur l'évolution des caractéristiques chimiques de la solution serait donc faible.

**En conclusion, des écoulements préférentiels le long du massif sont suspectés sur les premiers et derniers centimètres de la colonne mais affectent peu les écoulements au travers de la zone médiane (10-40 cm), où les écoulements semblent être de nature convectif-dispersifs. La présence d'une fraction de la porosité ne participant pas à l'écoulement est probable mais limitée.**

Des processus géochimiques d'échanges sont mis en évidence et leur rôle sur l'évolution de la solution apparaît prépondérant et durable (effet tampon). Ils sont régis selon une cinétique qui n'est pas instantanée et dont les origines pourraient être d'ordre physique (problème d'accessibilité aux sites d'échanges) ou chimique, sans qu'on puisse les distinguer. Les phénomènes de précipitation ou de dissolution de minéraux alcalins n'ont pu être clairement mis en évidence. S'ils existent, leur cinétique est lente au regard de la vitesse d'écoulement et leur impact sur la solution, notamment sur la production d'alcalinité, est indiscernable.

## Chapitre 7

# Calage d'un modèle couplé

Les conclusions que nous venons de tirer des observations montrent que le choix d'un modèle couplé intégrant, d'une part, les mécanismes de transfert d'eau et de transport de solutés et, d'autre part, les réactions hétérogènes (précipitation-dissolution, échanges cationiques) selon des formalismes cinétiques, apparaît *a priori* pertinent.

Il importe cependant de savoir si les hypothèses de base du modèle décrites précédemment sont effectivement valides. Ces hypothèses sont : la prise en compte d'une seule classe d'eau participant à un écoulement monodimensionnel vertical (loi de Richards), le transport de solutés de type convectif-dispersif, et, enfin, des processus d'échanges cationiques et de précipitation/dissolution de minéraux alcalins selon des lois cinétiques. Les objectifs de ce chapitre sont donc d'apprécier la pertinence des lois retenues, de hiérarchiser l'impact de chaque processus sur la résultante globale (ici l'évolution de la concentration des éléments en solution), et, enfin, de quantifier et d'expliquer les écarts entre les valeurs des variables simulées et observées.

Après une présentation des critères utilisés pour apprécier le calage du modèle (7.1), nous procéderons successivement au calage du modèle de transport (7.2) et du modèle couplé (7.3). Nous analyserons ensuite les résultats du calage obtenus (7.4). Nous critiquerons enfin les options de paramétrisation et de modélisation retenues pour obtenir ces résultats (7.5).

### 7.1 Stratégie de calage

Nous aborderons tout d'abord le calage du module de transport (transfert d'eau et transport de solutés) puis le calage du modèle couplé en ajustant les paramètres propres aux processus géochimiques.

Pour chaque module, la stratégie de calage sera identique. Nous renseignerons les paramètres et les conditions initiales qui ont pu être déterminés par des observations. Nous testerons ensuite la sensibilité

du modèle aux variations des paramètres de calage afin de hiérarchiser leur importance. Ces étapes nous fourniront une partie des paramètres et des conditions initiales permettant de minimiser, par ajustement des paramètres inconnus, les écarts entre les valeurs simulées et observées. Cette minimisation sera faite par rapport aux concentrations des éléments en solution qui sont mesurées.

Nous évaluerons, pour chaque élément  $i$  en solution, les écarts entre valeurs observées et simulées, par l'erreur quadratique moyenne  $EQM$  qui s'écrit :

$$EQM(i) = \frac{\sum_1^n [C(i)_{simul.} - C(i)_{obs.}]^2}{n} \quad (7.1)$$

avec  $C(i)_{simul.}$  et  $C(i)_{obs.}$ , valeurs simulée et observée de la concentration  $C$  de l'élément  $i$  en solution et  $n$ , le nombre d'observations à pas de temps réguliers de la concentration  $C$ .

Pour définir la sensibilité  $S_{p_j}$  d'une variable calculée (ici la concentration  $C(i)$ ) à un paramètre  $p$  on choisit une simulation de référence proche des observations. On calcule alors la sensibilité :

$$S_{p_j} = \left| \frac{\frac{[EQM_j(i) - EQM_{réf}(i)]}{EQM_{réf}(i)}}{[p_j - p_{réf}]} \right| \quad (7.2)$$

avec,  $EQM_j$  et  $EQM_{réf}$ , erreur quadratique moyenne calculée pour la simulation  $j$  et la simulation de référence  $réf$  et  $p_j$  et  $p_{réf}$  les valeurs ajustés du paramètre  $p$  pour la simulation  $j$  et la simulation de référence  $réf$ .

## 7.2 Calage du module de transport

### 7.2.1 Paramétrage

Les valeurs des paramètres et des conditions initiales renseignées à partir d'observations sont présentées dans le tableau (7.1).

La courbe de succion utilisée résulte d'un ajustement sur des couples potentiel hydrique-teneur en eau mesurés au niveau 15 cm de la colonne en évaporation. Elle a été présentée précédemment (cf. 3.2.1). La valeur d'humidité volumique à saturation issue de cet ajustement est conforme à celle mesurée, à 15 cm, pendant les 10 jours d'infiltration précédant le traçage ( $0.29 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ ). L'infiltration d'eau en continu pendant les 8 mois précédant le traçage nous assure de la saturation de la colonne. Le sol étant homogène sur les 40 premiers centimètres de la colonne. Nous considérons des propriétés hydrodynamiques identiques pour l'ensemble de la colonne.

<b>Paramètres renseignés à partir d'observations</b>		
Courbe de succion : ajustement de Van Genuchten (Toutes profondeurs)		
	$\theta_s$ ( $m^3.m^{-3}$ )	0.287
	$\theta_r$	0.086
	$\alpha$ ( $cm^{-1}$ )	$-9.7.10^{-3}$
	n	3.82
Diffusion moléculaire dans l'eau ( $cm^2.h^{-1}$ )		
0.02		
<b>Conditions initiales renseignées à partir d'observations</b>		
Profil initial du potentiel hydrique (cm)	Toutes profondeurs	0
Profil initial de concentration en $Cl^-$ ( $eq.l^{-1}$ )	5 cm	$3.10^{-5}$
	15 cm	$3.10^{-5}$
	25 cm	$3.10^{-5}$
	35 cm	$8.10^{-5}$
	45 cm	$7.10^{-5}$
Concentration de l'apport en $Cl^-$ ( $eq.l^{-1}$ )		$2.095.10^{-2}$
Flux ( $mm.h^{-1}$ )		0.496

TAB. 7.1: Valeurs des paramètres et conditions initiales renseignées pour le calage du modèle de transport

Une valeur de  $0.02 cm^2.h^{-1}$  issue de la littérature est attribuée au coefficient de diffusion moléculaire qui pèse peu dans la valeur du coefficient de dispersion apparente.

Les profils de potentiel hydrique et de concentration en chlorure à l'état initial (conditions initiales), le flux d'apport de la solution et la composition de celle-ci (conditions à la limite supérieure), le potentiel hydrique à la base de la colonne (limite inférieure) sont renseignés à partir des observations. Pour le transport de solutés, une condition de drainage libre est imposée à la base de la colonne.

## 7.2.2 Résultats du calage

Le coefficient de dispersion apparente est calé sur sa composante prépondérante, la dispersivité  $\lambda$ . Une valeur de  $\lambda$  est recherchée pour chaque courbe d'éluion aux profondeurs 5, 15, 25, 35 et 45 cm.

La conductivité hydraulique à saturation est ajustée pour permettre au modèle, compte tenu d'une valeur de flux mesurée qui lui est imposée, de rendre compte d'un écoulement se faisant sans désaturation du sol ni flaquage en surface.

Les valeurs d'ajustement, permettant de minimiser les écarts entre les concentrations simulées et observées, sont présentées dans le tableau 7.2.

Les résultats des simulations obtenus à partir des valeurs des paramètres sont présentés sur la figure 7.1.

Paramètre ajusté	Valeur
Dispersivité, $\lambda$ à 5, 15, 25, 35 et 45 cm (cm)	3, 3, 1, 3, 1
Conductivité hydraulique à saturation $K_s$ ( $m.s^{-1}$ )	$1.39.10^{-7}$

TAB. 7.2: Valeurs des ajustements des paramètres du module de transport

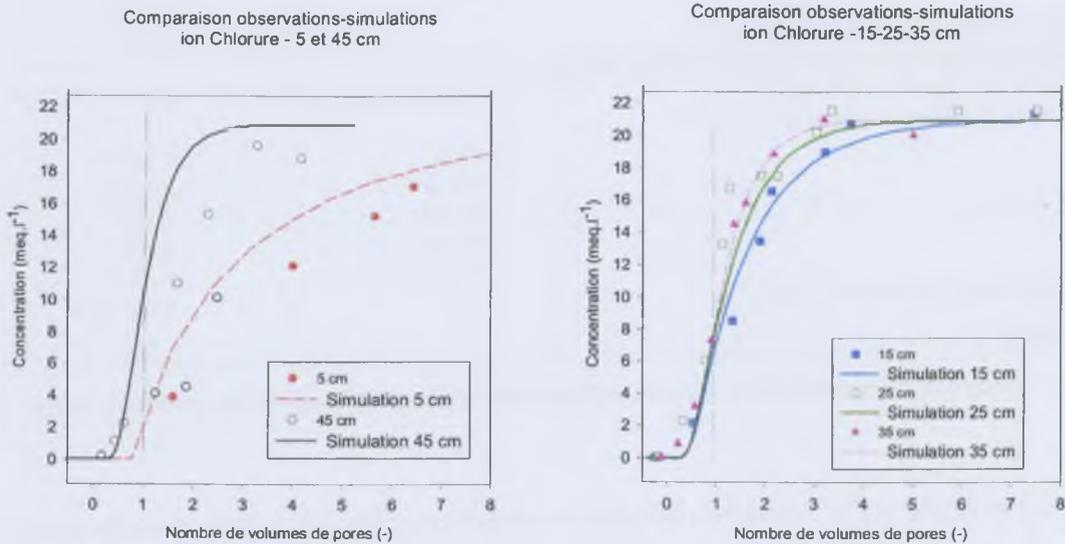


FIG. 7.1: Comparaison entre profils d'élution des ions chlorure simulés et observés

Quelles que soient les valeurs de dispersivité choisies, le modèle rend plutôt mal compte de l'élution du traceur à 5 et 45 cm. En revanche, pour l'horizon médian [10-40 cm], les écarts entre valeurs simulées et observées sont faibles.

### 7.2.3 Analyse des résultats du calage

La concordance moyenne entre simulation et observation notée aux extrémités de la colonne confirme l'hypothèse développée précédemment à partir des observations : l'existence d'écoulements préférentiels que le modèle choisi ne peut reproduire. Nous écarterons définitivement ces deux horizons dans la suite de l'étude.

Le paramètre de dispersivité a la dimension d'une longueur. Il rend compte du diamètre moyen des agrégats structurant le sol (Fried & Combarous, 1971). Sa valeur est à comparer à la longueur  $L$  du déplacement des molécules jusqu'au point d'observation. Pour cela, le nombre de Peclet  $Pe$  est utilisé. Il s'écrit :  $Pe = \frac{\nu L}{D}$  avec  $\nu$  la vélocité de l'eau ( $L.T^{-1}$ ) et  $D$  le coefficient de dispersion apparente

( $L^2.T^{-1}$ ). Sous l'hypothèse d'un terme diffusif de l'équation 4.4 négligeable devant le terme dispersif, on obtient  $Pe = \frac{L}{\lambda}$ , avec  $\lambda$  dispersivité (L) et  $L$  la hauteur de la couche de sol considérée. Cet indicateur rend compte de la nature plus ou moins dispersive du sol et permet de délimiter une gamme de validité de l'hypothèse d'écoulement dispersif-convectif traduit par l'équation de convection-dispersion utilisée ici.

Les valeurs de 5, 25 et 11.6 obtenues respectivement à 15, 25 et 35 cm sont faibles et dénotent un écoulement fortement dispersif. On est certainement en limite du modèle dispersif-convectif gaussien. Il est probable que les fortes valeurs trouvées pour la dispersivité proviennent du fait qu'est incluse dans la dispersion hydrodynamique, une partie des phénomènes d'échanges entre phases d'eau mobile et immobile, ce qui contribue à disperser le signal.

Les valeurs de dispersivité ajustées aux profondeurs 15, 25 et 35 sont voisines et les évolutions chimiques à ces profondeurs sont proches (tableau 7.2). La résultante des processus hydro-géochimiques est homogène pour l'horizon 10-40 cm. Nous nous contenterons donc, par la suite, d'effectuer le calage des paramètres géochimiques et les tests de sensibilité sur la comparaison entre les valeurs observées et simulées au milieu de la colonne (niveau 25 cm).

Concernant la conductivité à saturation, compte tenu de sa variabilité dans les sols et des incertitudes de mesure, on peut considérer que la valeur trouvée ici, ( $1.4.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ ), est proche de celle déterminée à partir de la mesure des volumes écoulés pendant la période précédant le traçage, soit  $0.49.10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$  (cf. 3.2.2).

### 7.3 Calage du modèle couplé

Le calage du module de transport sur la partie médiane de la colonne est satisfaisant et ne sera pas modifié par la suite. Le calage du modèle couplé consiste alors en l'ajustement des paramètres du module géochimique, dans les conditions de transport imposées par le module hydrique.

Après avoir différencié les paramètres renseignés d'après des observations, de ceux qui sont l'objet d'ajustement, nous aborderons successivement les études de sensibilité et l'analyse des écarts au modèle. Etant donnée la multiplicité des combinaisons possibles, nous choisirons d'ordonner les paramètres au regard du processus qu'ils contrôlent directement. Ainsi, nous différencierons les paramètres de la composante échangeable et ceux de la composante minérale. Nous conclurons cette partie par une discussion sur les résultats de calage du modèle.

### 7.3.1 Paramétrage du module géochimique

La nature des paramètres, leur valeur, ainsi que les conditions initiales retenues pour l'ensemble des simulations de calage et de tests de sensibilité, sont présentées dans le tableau 7.3. Les valeurs retenues sont toutes issues de mesures effectuées sur la colonne ou sur échantillons de sol. Elles sont identiques pour toutes les profondeurs.

Paramètres renseignés à partir d'observations		Valeurs
Type de minéral pris en compte		calcite, sépiolite, illite, silice
Coefficients $\alpha$ et $\beta$ pour le calcul de la constante de selectivité	Na-Ca	0.0297 ; 0.842
	Na-Mg	0.0709 ; 0.663
	Na-Ka	0.141 ; 0.827
Conditions initiales		
Capacité d'échange cationique (meq.l <sup>-1</sup> )		5
Composition initiale de la solution du sol		cf. 10.12
Stock initial des minéraux (mol.kg <sup>-1</sup> )	Calcite	0
	Sépiolite	non limitant
	Illite	non limitant
	Silice	non limitant

TAB. 7.3: Valeurs des paramètres et conditions initiales renseignées pour le calage du modèle géochimique

Les minéraux alcalins pris en compte dans le modèle sont ceux dont l'existence a été observée ou supposée dans ce sol (cf. 1.1.1.2 et 3.2.1). Sur cette base, nous considérerons dans le modèle la précipitation ou la dissolution possible des minéraux suivants : la calcite [CaCO<sub>3</sub>], une illite [Si<sub>3,5</sub>Al<sub>2,3</sub>Mg<sub>0,25</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>K<sub>0,6</sub>] et la sépiolithe [MgSi<sub>3</sub>O<sub>6</sub>(OH)<sub>2</sub>].

Nous avons préalablement argumenté l'hypothèse de l'absence de calcite dans la colonne avant le traçage. Nous considérerons donc un stock de calcite nul à l'état initial.

Nous considérerons un stock non limitant d'illite en équilibre avec la kaolinite.

La sépiolithe est le minéral choisi pour traduire la présence de silicate magnésien même si la présence effective de ce minéral n'a jamais été attestée dans ce type de sol. D'autres optent pour la dolomite dont la précipitation n'est également pas possible dans ce type de milieu (Suarez & Simunek, 1997). La sépiolithe est couramment retenue pour traduire le contrôle des ions magnésium. En effet c'est une argile magnésienne équivalente, d'un point de vue thermodynamique, à la montmorillonite [(Na, Ca)<sub>0,3</sub>(Al, Mg)<sub>2</sub>Si<sub>4</sub>O<sub>10</sub>(OH)<sub>2</sub>,n(H<sub>2</sub>O)] qui est présente dans les sols, mais qui ne contient pas d'aluminium, élément

dont le dosage est très difficile dans les sols alcalins étudiés. Le niveau de saturation de la solution du sol rend donc compte de celui de minéraux proches de la montmorillonite.

Les réactions de dissolution des minéraux pris en compte sont données dans le tableau 7.4.

Minéral	Réaction de dissolution	pK (25°C)	Référence de pK
Calcite	$\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$	-8.73	Helgeson, 1969 in Marlet (1996)
Silice	$\text{H}_4\text{SiO}_4 \leftrightarrow \text{H}_4\text{SiO}_4^0$	-2.71	(Fritz, 1981)
Argile-Mg (sépiolithe)	$\text{Si}_6\text{Mg}_4\text{O}_{15}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O} + 8\text{H}^+ + 2\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 4\text{Mg}^{2+} + 6\text{H}_4\text{SiO}_4^0$	+31	Helgeson et al., 1978 in Marlet (1996)
Illite-Kaolinite	$\text{Si}_{3,5}\text{Al}_{2,3}\text{Mg}_{0,25}\text{O}_{10}(\text{OH})_2\text{K}_{0,6} + 1,1\text{H}^+ + 3,15\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 0,6\text{K}^+ + 0,25\text{Mg}^{2+} + 1,2\text{H}_4\text{SiO}_4^0 + 1,15\text{kaolinite}$	+1.269	Wolery <i>et al.</i> (1990)

TAB. 7.4: Réactions de dissolution et précipitation des minéraux pris en compte dans le modèle

Les coefficients d'échange  $\alpha$  et  $\beta$  permettant le calcul des constantes de sélectivité des trois couples de cations échangeables ont été déterminée à partir d'expérimentations en "batch". Le mode de calcul de ces coefficients est présentée dans l'annexe (10.11).

La valeur de la CEC retenue est celle mesurée sur ce sol. La composition de la solution du sol avant traçage( figure 6.1) est renseignée à partir des analyses chimiques faites sur les solutions extraites (annexe 10.12).

Les paramètres et conditions initiales qui n'ont pu être renseignés vont être ajustés. Ils sont listés dans le tableau 7.5.

Paramètres ajustés	Signification physique
Composante échangeable	Constante cinétique d'échange ( $\text{eq.l}^{-1}.\text{h}^{-1}$ )
Composante minérale	Constante cinétique de précipitation-dissolution ( $\text{mol.l}^{-1}.\text{h}^{-1}$ )
Conditions initiales ajustées	
Composante échangeable	Composition initiale du complexe d'échange
Composante minérale	Pression partielle en $\text{CO}_2$ (atm.)

TAB. 7.5: Paramètres et conditions initiales ajustées pour les simulations couplées

Pour la composante échangeable, il s'agit de la constante cinétique d'échanges et de la composition initiale de la matrice solide. Pour la composante minérale, cela concerne les constantes cinétiques de précipitation et de dissolution de chaque minéral, ainsi que la valeur de  $\text{pCO}_2$ .

### 7.3.2 Ecart au modèle et sensibilité aux paramètres géochimiques

Nous commencerons par tester la sensibilité du modèle aux paramètres d'échange, processus dont l'impact apparaît majeur sur les caractéristiques globales de la solution du sol (7.3.2.1). Pour cela, nous ferons varier séparément les constantes cinétiques et la composition initiale du complexe d'échange. Nous testerons, dans un premier temps, une gamme de valeur de la constante cinétique d'échange en fixant la composition initiale de la garniture cationique que l'on aura déterminée par modélisation sur la base de la phase préalable au traçage (7.3.2.1). Dans un second temps, nous ferons varier la composition du complexe d'échange en laissant fixe la constante cinétique (7.3.2.3). Pour toutes ces simulations, on s'affranchit de l'effet minéral en interdisant la précipitation et la dissolution des minéraux alcalins.

Nous étudierons ensuite la sensibilité du modèle aux paramètres liés à la précipitation et dissolution des minéraux. Nous ferons tout d'abord varier la constante cinétique de précipitation-dissolution des minéraux (7.3.2.3), puis la valeur de  $p\text{CO}_2$  (7.3.2.4). Nous prendrons des valeurs de constante cinétique identiques pour les phénomènes de précipitation et de dissolution des minéraux. S'il s'avère que ce paramètre est prépondérant pour expliquer les valeurs de concentration observées en solution, nous affinerons par la suite l'étude de sensibilité en différenciant ces deux constantes.

#### 7.3.2.1 La cinétique d'échange

La composition initiale du complexe d'échange résulte d'une période de huit mois pendant laquelle le sol a été soumis à l'infiltration, à débit constant, d'une eau de qualité constante. A l'issue de cette phase, la solution du sol a des caractéristiques stables et homogènes sur les 35 premiers centimètres (figure 6.1). On peut estimer alors qu'il en est de même pour les caractéristiques chimiques du complexe d'échange. Nous avons utilisé le modèle pour déterminer la composition initiale de ce dernier. Nous avons déterminé des concentrations échangeables qui soient compatibles avec les concentrations en solution dans les conditions d'écoulement de la longue phase d'infiltration ayant précédé la phase de calage. La composition obtenue est réaliste.

Sept simulations ("ech1" à "ech7") sont réalisées pour les valeurs de constante cinétiques d'échange suivantes :  $5 \cdot 10^{-10}$ ,  $5 \cdot 10^{-6}$ ,  $3 \cdot 10^{-5}$ ,  $5 \cdot 10^{-5}$ ,  $8 \cdot 10^{-5}$ ,  $5 \cdot 10^{-4}$  et  $5 \cdot 10^{-3} \text{ eq.l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ . Pour l'ensemble des simulations, les proportions échangeables de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  sont respectivement de 32, 49, 16 et 3 %. La  $p\text{CO}_2$  est fixée à  $10^{-3} \text{ atm}$ . La précipitation ou dissolution de minéraux n'est pas permise.

Pour chaque simulation, l'erreur quadratique moyenne est calculée par rapport aux valeurs des éléments en solution. L'erreur quadratique moyenne (EQM) est représentée en fonction des valeurs de constante cinétique d'échange (figure 7.2). Les valeurs de EQM sont données dans l'annexe 10.13

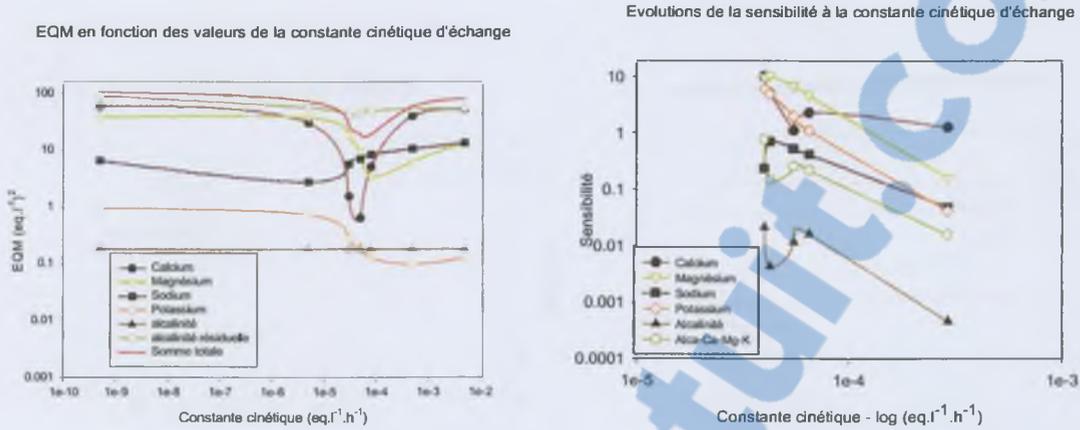


FIG. 7.2: EQM et sensibilité aux valeurs de la constante cinétique d'échange

Dans le cas des cations, l'amplitude des variations de EQM obtenues est forte entre les différentes valeurs attribuées à la constante cinétique d'échange. On observe un minimum pour chaque cation observé, mais celui-ci apparaît à des valeurs de constante cinétique différentes. Néanmoins, ils se trouvent tous dans une gamme de valeurs de constante cinétique comprise entre  $5 \cdot 10^{-5}$  et  $5 \cdot 10^{-4}$   $\text{eq.l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ . La sensibilité du modèle à la cinétique d'échange diminue fortement pour tous les cations et pour l'alcalinité résiduelle lorsque la valeur de la constante augmente. Elle est plus forte vis à vis du calcium et du magnésium, quelle que soit la valeur de cette dernière.

Dans le cas de l'alcalinité et des ions chlorure, la sensibilité à la variation de la constante cinétique d'échange est nulle.

### 7.3.2.2 La composition initiale du complexe d'échange

Les trois simulations opérées pour tester l'impact de la situation initiale du complexe d'échange sont les suivantes. Pour l'ensemble des simulations, la constante cinétique d'échange est prise à  $5 \cdot 10^{-5}$   $\text{eq.l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ , La  $\text{pCO}_2$  est fixée à  $10^{-3}$  atm. La précipitation ou dissolution de minéraux n'est pas permise. Les trois simulations *ech8*, *ech4* et *ech9* sont faites pour des couples quantité de calcium/quantité de magnésium échangeables à l'état initial ( $X_{Ca}/X_{Mg}$ ) égaux à 0.22/0.59, 0.32/0.49 et 0.52/0.39. On peut combiner ces valeurs sous l'expression de la fraction de calcium échangeable ( $E_{Ca} = X_{Ca} / (X_{Ca} + X_{Mg})$ )

ce qui donne respectivement les valeurs de 0.271, 0.395 et 0.642. Les quantités initiales de sodium et potassium échangeables sont fixes.

Les valeurs de EQM pour chaque variable sont présentées sur la figure 7.3 et données dans l'annexe (10.13).

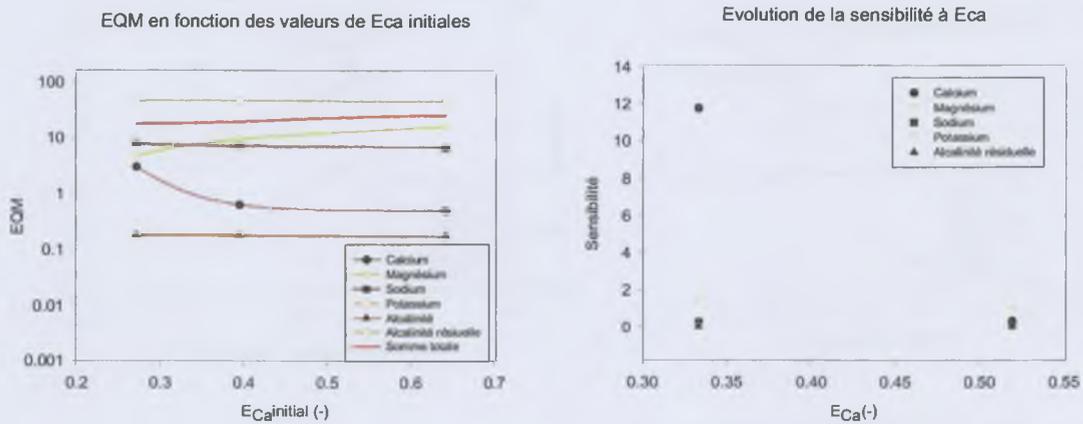


FIG. 7.3: EQM et sensibilité aux valeurs de la fraction de calcium échangeable

La variation de la proportion initiale entre le calcium et le magnésium sur le complexe d'échange a un impact minime sur les autres cations échangeables. Elle influe, en revanche, sur le calcium et le magnésium lorsque  $E_{Ca}$  est inférieur à 0.5. Il n'existe pas, pour les valeurs de concentrations des cations en solution, de minima à des valeurs communes de  $E_{Ca}$ . Comme précédemment, il n'y a aucune sensibilité sur le chlorure et l'alcalinité.

### 7.3.2.3 La constante cinétique de précipitation-dissolution

Les simulations *Min1* à *Min8* sont faites pour des couples (*constante cinétique de la calcite*/*constante cinétique des minéraux silicatés*) respectivement de  $1.2 \cdot 10^{-5} / 1.2 \cdot 10^{-9}$ ,  $1.2 \cdot 10^{-5} / 1.2 \cdot 10^{-8}$ ,  $1.2 \cdot 10^{-5} / 1.2 \cdot 10^{-7}$ ,  $1.2 \cdot 10^{-5} / 1.2 \cdot 10^{-6}$ ,  $1.2 \cdot 10^{-5} / 5 \cdot 10^{-6}$ ,  $1.2 \cdot 10^{-5} / 1.2 \cdot 10^{-5}$ ,  $1.2 \cdot 10^{-6} / 1.2 \cdot 10^{-7}$  et  $1.2 \cdot 10^{-4} / 1.2 \cdot 10^{-7}$   $\text{mol.l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ . Nous considérons pour chacune d'entre elles des valeurs de constante de cinétique d'échange de  $8 \cdot 10^{-5} \text{ eq.l}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$ , de  $p\text{CO}_2$  de  $10^{-3} \text{ atm}$ . et de proportion échangeable de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  respectivement égales à 0.32, 0.49, 0.16 et 0.03.

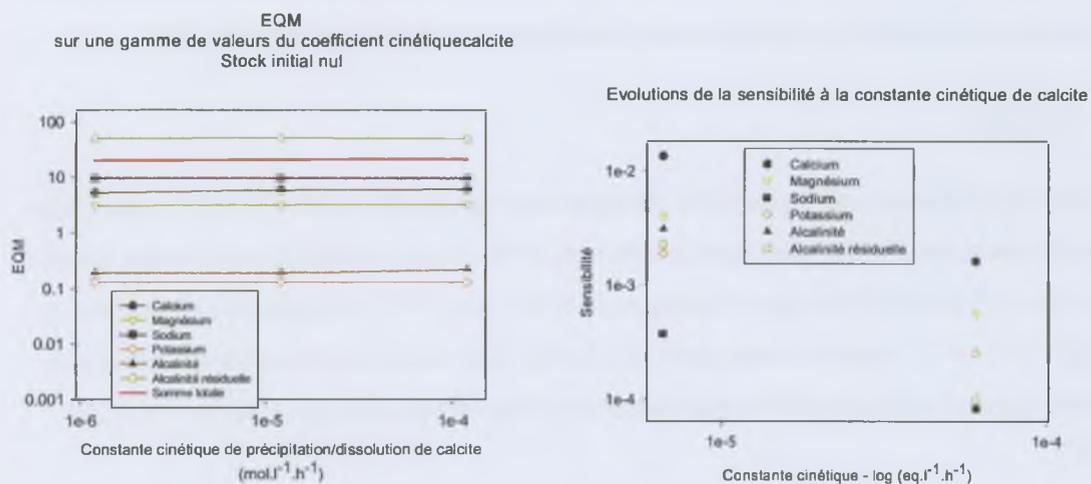


FIG. 7.4: EQM et sensibilité aux valeurs de la constante cinétique de précipitation-dissolution de la calcite

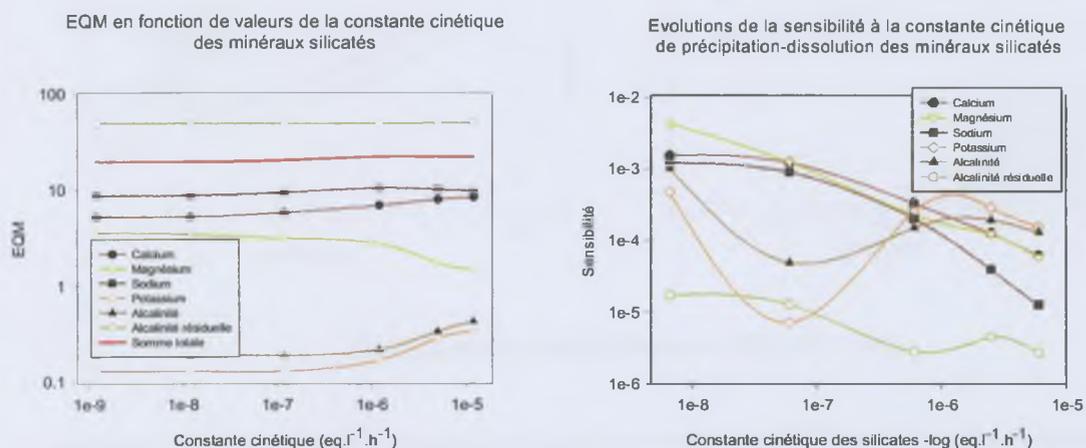


FIG. 7.5: EQM et sensibilité aux valeurs de la constante cinétique de précipitation-dissolution des minéraux silicatés

La variation de la valeur de la constante cinétique de précipitation et dissolution des silicates, n'a d'impact sensible sur les concentrations que pour des valeurs de constante cinétique supérieures à  $1.10^{-7}$  mol.l<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>. Pour toutes les valeurs de constante cinétique, la sensibilité du modèle est très faible par rapport à celle observée pour la cinétique d'échange. Les concentrations simulées des éléments, et en particulier du calcium et de l'alcalinité, varient très peu sur la gamme de valeurs attribuées à la constante

cinétique de précipitation et dissolution de la calcite. Dans ces conditions, l'approximation faite en considérant des valeurs identiques pour les processus de précipitation et dissolution est acceptable.

### 7.3.2.4 La $p\text{CO}_2$

Nous testons différentes valeurs de  $p\text{CO}_2$  comprises dans une gamme de  $10^{-3.5}$  à  $10^{-0.5}$  atm., telle qu'on peut la rencontrer dans les sols (Appelo & Postma, 1993). Nous considérons pour chacune d'entre elles des valeurs de constante cinétique d'échanges de  $8.10^{-5}$  eq.l<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>, de proportion échangeable de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  respectivement égale à 0.32, 0.49, 0.16 et 0.03 et de constantes cinétiques de précipitation-dissolution de calcite et de minéraux silicatés respectivement égales à  $1.2.10^{-5}$  et  $1.2.10^{-6}$  mol.l<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>.

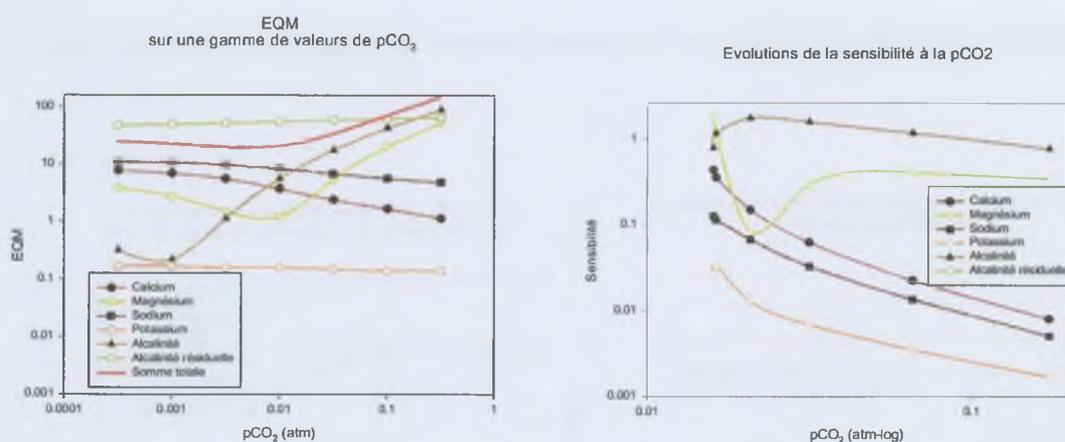


FIG. 7.6: EQM et sensibilité aux valeurs de  $p\text{CO}_2$

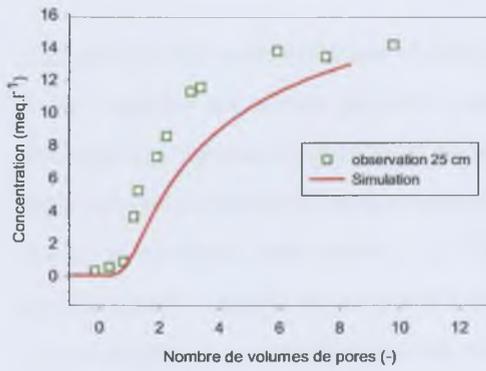
Les écarts aux observations diminuent pour le calcium et le sodium, et augmentent pour l'alcalinité lorsque la  $p\text{CO}_2$  augmente. Dans le cas du magnésium, on observe un minimum pour des valeurs de  $p\text{CO}_2$  avoisinant 0.01 atm. C'est également à cette valeur que la somme des EQM est minimisée. L'alcalinité est d'autant plus forte que les valeurs de  $p\text{CO}_2$  sont élevées. En revanche, on n'observe aucun changement pour l'alcalinité résiduelle. Sur toute la gamme de  $p\text{CO}_2$  étudiée, les valeurs de sensibilité sont faibles. Elles se classent, par ordre décroissant pour l'alcalinité, le magnésium, le calcium, le sodium et le potassium. La sensibilité par rapport à l'alcalinité augmente, connaît un maximum pour une valeur de  $p\text{CO}_2$  de 0.01 atm avant de diminuer pour des valeurs de  $p\text{CO}_2$  plus fortes. Pour chaque élément, à l'exception du magnésium, la sensibilité diminue lorsque la  $p\text{CO}_2$  augmente.

### 7.3.3 Résultats du calage retenu

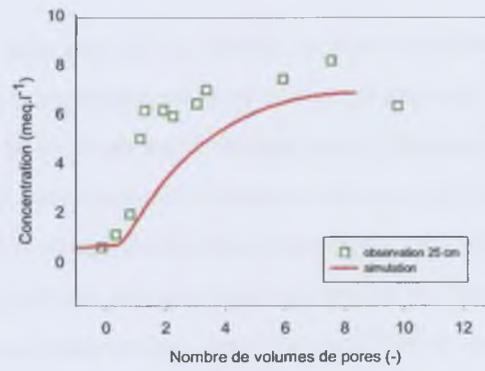
L'étude des écarts du modèle aux données ainsi que les tests de sensibilité permettent de sélectionner des gammes de valeurs pour les paramètres d'ajustement. C'est par rapport aux échanges que le modèle apparaît le plus sensible. C'est du choix de la valeur de la cinétique d'échange que dépend la qualité de la simulation, en termes de minimisation des écarts entre valeurs simulées et observées. Nous choisirons une valeur de cinétique d'échange de  $8.10^{-5} \text{ eq.l}^{-1}.\text{h}^{-1}$ , située dans l'intervalle de valeurs pour lequel les minima des écarts entre les simulations et observations ont été obtenus. Nous prendrons une valeur de  $p\text{CO}_2$  de  $10^{-2} \text{ atm.}$ , correspondant au minimum des écarts observés. La composition initiale du complexe d'échange retenue est la suivante : 0.32, 0.49, 0.16 et 0.03 respectivement pour  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ . Nous prendrons  $1.2.10^{-5}$  et  $1.2.10^{-6} \text{ mol.l}^{-1}.\text{h}^{-1}$  pour les constantes cinétique de précipitation-dissolution de la calcite et des minéraux silicatés.

Nous présenterons les résultats de ce calage à 25 cm, profondeur représentative pour les évolutions observées dans la partie médiane (10-40 cm) du massif de sol.

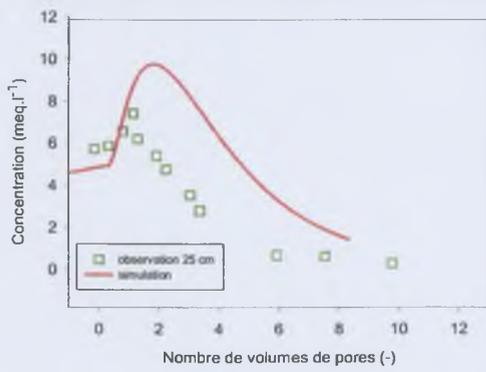
Evolutions de la concentration des ions  $\text{Ca}^{2+}$



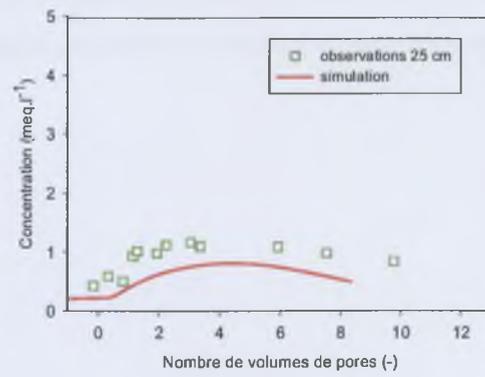
Evolution de la concentration des ions  $\text{Mg}^{2+}$



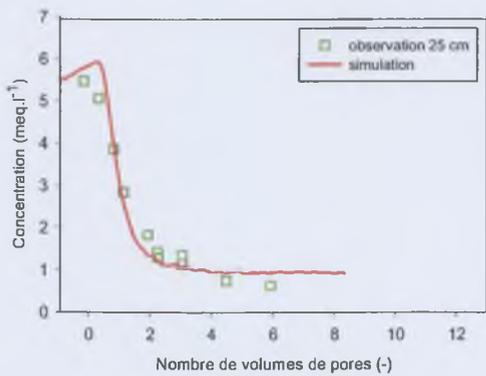
Evolution de la concentration des ions  $\text{Na}^+$



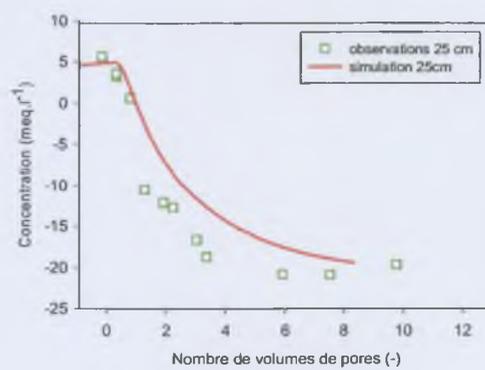
Evolution de la concentration en  $\text{K}^+$



Evolution de l'alcalinité



Evolution de l'alcalinité résiduelle Alca-K-Ca-Mg



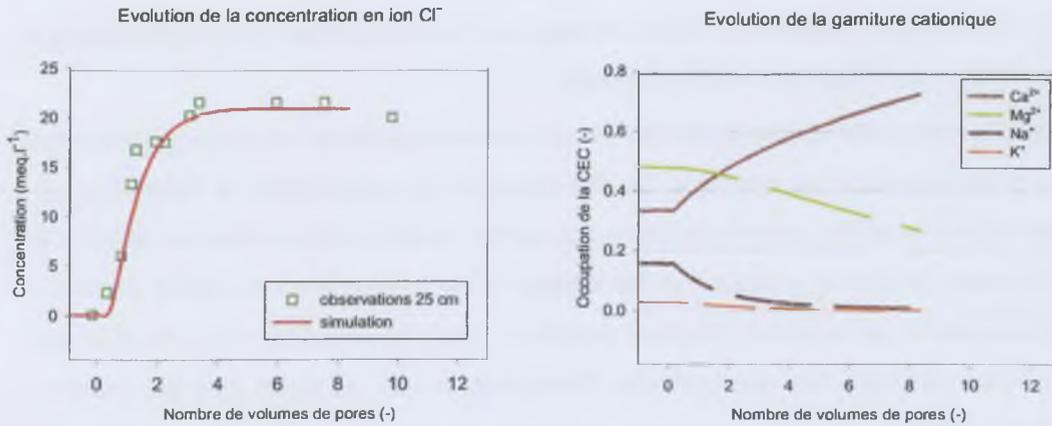


FIG. 7.7: Comparaison observation-simulation pour les paramètres du calage retenu

Les évolutions simulées des concentrations en solution à 25 cm sont globalement similaires à celles observées (figure 7.7). Le modèle traduit bien les hausses de calcium et de magnésium, la hausse puis, la baisse, rapide dans le cas du sodium et plus lente pour le potassium. La diminution d'alcalinité est également bien reproduite. On observe, d'un point de vue quantitatif une bonne adéquation entre les simulations et les observations pour les ions chlorure, comme cela a déjà été dit précédemment. Il en est de même pour l'alcalinité. En revanche, dans la simulation, la répartition entre cations dans la solution diffère de celle observée. Le modèle sous-estime les quantités de calcium et magnésium en solution et surestime d'autant, celle du sodium.

## 7.4 Discussion sur les résultats de calage

### 7.4.1 Sensibilité des simulations aux paramètres du modèle

Dans la situation étudiée, le mécanisme d'échange est prépondérant par rapport aux processus de précipitation-dissolution de minéraux.

La sensibilité du modèle aux variations de valeurs de constante cinétique échangeable est forte. La sensibilité diminue avec l'augmentation de la valeur de la constante cinétique d'échange. Ceci s'explique par les lois thermodynamiques régissant les échanges. En effet, le flux de cations échangés est fonction de la constante, mais également de l'écart à l'équilibre (équation 4.9). Lorsque la valeur de la constante cinétique est forte, la solution est plus proche de l'équilibre avec l'échangeur. *A contrario*, lorsque celle-ci est faible, il y a maintien d'une situation de non-équilibre. Pour une variation fixée de la constante

cinétique, la variation de la quantité de cations échangés est d'autant plus forte que le déséquilibre est important, et donc que la constante cinétique est faible.

La sensibilité du modèle aux paramètres liés à la précipitation-dissolution des minéraux (constantes cinétiques, valeurs de  $p\text{CO}_2$ ) est très faible. On note cependant une augmentation de l'alcalinité pour des valeurs élevées de  $p\text{CO}_2$  ce qui traduit bien une activité minérale, même si elle est faible. Elle n'est pas suffisante pour avoir un impact sur les échanges. Ceci est montré par la stabilité des écarts observation-simulation par rapport à l'alcalinité résiduelle : l'alcalinité résiduelle est un indicateur des échanges puisque invariant, dans des conditions d'écoulement donnés, au regard de la précipitation-dissolution des minéraux.

Dans les conditions hydro-chimiques étudiées et en l'absence supposée de calcite dans le sol, l'évolution des concentrations en solution est principalement déterminée par les phénomènes de transport et d'échange. Le comportement du modèle est en accord avec cette hypothèse émise précédemment à partir de l'observation des résultats expérimentaux (cf. 6.2.2.1). L'absence supposée de calcite à l'état initial et la cinétique lente entre les minéraux silicatés alcalins au regard de l'écoulement d'eau, ne permettent pas d'impact significatif des processus de dissolution-précipitation sur la chimie de la solution, et, en particulier, sur son niveau d'alcalinité.

#### 7.4.2 Analyse du calage retenu

Les résultats de l'ajustement retenu doivent être discutés par rapport à la valeur des paramètres ajustés et la cohérence entre les observations et simulations.

Les valeurs des constantes cinétiques sont difficiles à apprécier de façon quantitative car, dans un sol structuré, elle reflète la dynamique d'un ensemble de processus que l'on traduit ici par des processus purement géochimiques d'échange ou de précipitation-dissolution de minéraux. Ainsi, les cinétiques mesurées sont très spécifiques du milieu observé et des conditions expérimentales, ce qui rend la comparaison avec d'autres études difficile. En revanche, d'un point de vue semi-quantitatif, dans le cas des échanges, la prise en compte d'une cinétique, et la situation de non-équilibre qui en découle, est cohérente avec les observations faites sur la colonne et conforme à d'autres travaux effectués sur colonne (Warfvinge & Sverdrup, 1989). La composition initiale retenue pour la garniture cationique est conforme à celle d'un sol en contact avec une solution sodique, comme c'était le cas dans la phase préalable au traçage. Enfin, la valeur de  $p\text{CO}_2$  de  $10^{-2}$  atm. est cohérente avec les valeurs qui peuvent être mesurées dans un sol saturé dont la solution est renouvelée (Appelo & Postma, 1993)

Les résultats complets de simulation de l'évolution des concentrations en solution, de la composition du complexe d'échange et des stocks de minéraux indiquent que la dynamique simulée des processus est la suivante. L'apport d'eau, riche en chlorure et calcium, sur ce sol sodique et alcalin, provoque dans la solution une désorption massive de sodium, et plus faible de magnésium et potassium, par substitution des cations par le calcium sur le complexe d'échange. La source de sodium échangeable s'appauvrissant, les échanges calcium-sodium se ralentissent et le phénomène de lessivage devient prépondérant. La précipitation-dissolution des minéraux n'a pas d'impact sensible sur la chimie du sol. Le fonctionnement simulé par le modèle est conforme aux hypothèses émises précédemment à partir de l'observation des résultats expérimentaux. La précipitation-dissolution des minéraux n'a pas d'impact sensible sur la chimie du sol. Elle n'a donc pu être mise en évidence expérimentalement. Le modèle traduit néanmoins une dissolution des minéraux silicatés et la précipitation de la calcite permise par l'apport de calcium par la solution traçante.

## 7.5 Discussion sur les options de paramétrisation et de modélisation

Nous avons vu précédemment (cf. chapitre 2) qu'en matière de modélisation de la salinisation des sols, les choix pouvaient se classer en deux catégories : d'une part, ceux relatifs à la nature du modèle considéré (modèle de transfert à une ou deux classes d'eau, modèle géochimique, modèle couplé, mécaniste ou semi-empirique) et, d'autre part, ceux relatifs à la nature et les formalismes des processus retenus (type de processus géochimiques pris en compte, lois d'équilibre ou cinétique).

### 7.5.1 La procédure de calage

Nous avons choisi de limiter au maximum le nombre de paramètres à ajuster et, de ce fait, de renseigner tous ceux dont on pouvait disposer de valeurs obtenues par des observations annexes. Cette stratégie apparaît très pertinente lorsque les observations sont faites directement sur la colonne étudiée : c'est le cas de la détermination des propriétés hydrodynamiques, des caractéristiques hydriques initiales, ou de la composition initiale de la solution du sol à différents niveaux.

Lorsque les observations ont été faites dans des conditions différentes de celles de la colonne, cette option doit être discutée. C'est le cas des paramètres permettant de décrire les isothermes d'échange, calculés à partir d'expérimentations réalisées sur du sol issu de la même origine que celui de la colonne, mais dont la structure a été remaniée. Sur la base de valeurs de 6 coefficients déterminées ainsi, la restitution par le modèle traduit bien les tendances évolutives des cations en solution mais ne permet pas

de fournir une répartition exacte des ces cations en solution, telle qu'elle est observée. Un ajustement de ces six paramètres aurait probablement permis un meilleur résultat de ce point de vue mais n'aurait, en revanche, pas permis d'apprécier la pertinence de cette méthode de caractérisation indépendante des isothermes d'échange.

Cette méthode de caractérisation des constantes de selectivité en "batch" apparaît donc adaptée pour fournir des valeurs utilisables par des modèles de transport même si, dans le détail, quelques écarts aux observations persistent. Ceci a déjà été remarqué dans le cadre de la modélisation d'échanges cationiques dans des aquifères sableux traversés par des écoulements (Valocchi *et al.*, 1981; Dance & Reardon, 1983; Bjerg *et al.*, 1993).

Enfin, les méthodes indirectes de détermination de conditions initiales, requises pour le fonctionnement du modèle, sont à discuter au cas par cas. C'est le cas, ici, de la composition initiale du complexe d'échange du sol, dont les mesures directes conduiraient à l'altération de la colonne. Nous nous sommes assurés de la stabilité des caractéristiques chimiques de la colonne dans la phase préalable au traçage, ce qui nous a permis de supposer que le sol était à des niveaux d'équilibre ou de déséquilibre stables par rapport à la solution circulante ; la composition de la garniture cationique initiale a alors été approchée selon le formalisme inclus dans le modèle, à partir de la composition de la solution du sol et de la vitesse d'écoulement de celle-ci. Les résultats obtenus sont donc davantage à considérer d'un point de vue semi-quantitatif.

### 7.5.2 Choix du type de modèle

L'impact important des processus d'échanges sur les caractéristiques de la solution, montre l'intérêt d'avoir opté pour un modèle couplant les mécanismes géochimiques aux mécanismes de transport. Dans ce contexte, nous aurions en revanche pu choisir un module de transfert d'eau simplifié, puisque les transferts se font dans un sol maintenu saturé. Néanmoins, l'utilisation d'un modèle basé sur l'équation de Richards n'est pénalisante ni en terme de qualité de résultats, ni en terme de temps de simulation, le modèle adoptant alors un pas de temps très grand.

Les observations faites sur la colonne ont mis en évidence l'existence probable d'une fraction limitée d'eau immobile qui ne participe pas directement à l'écoulement. Dans l'absolu, si seuls les phénomènes de transport avaient été étudiés, la prise en compte, dans le modèle, d'une seconde classe d'eau aurait été plus juste, sous réserve qu'on puisse la quantifier. Dans le cas d'interactions entre les mécanismes de transport et les mécanismes géochimiques, il devient difficile de distinguer l'ensemble des mécanismes qui régissent le passage d'une matière réactive entre la solution circulante et la surface réactive (minérale,

par exemple). Dans le but de réduire le nombre de paramètres à ajuster, il est alors préférable, comme cela a été discuté auparavant (cf. 1.2.2.2), de considérer que toute l'eau participe à l'écoulement et d'intégrer, dans la cinétique globale du processus, la cinétique de transfert par diffusion entre les phases. Ce choix est compatible avec une bonne restitution des phénomènes de transport du traceur même si cela nous a contraint à nous placer en limite de validité du modèle convectif-dispersif.

### 7.5.3 Choix des formalismes utilisés

Une des options fortes retenues dans le formalisme des processus modélisés, est la prise en compte d'une cinétique pour les processus géochimiques. Les lois utilisées sont fonction d'un écart à l'équilibre et d'une constante cinétique phénoménologique. Dans notre expérimentation, on constate que l'apport d'une solution aux caractéristiques chimiques très contrastées par rapport à la solution du sol, entraîne une situation de non-équilibre qui perdure, même si cette dernière se réduit au fil de l'infiltration. Elle est due à la vitesse des échanges qui n'est pas instantanée. La prise en compte d'une loi cinétique pour la modélisation de ces échanges cationiques est donc très pertinente. Il en est de même pour les processus de dissolution-précipitation des minéraux même si, les conditions de l'expérimentation ne les favorisant pas, il est plus difficile d'apprécier l'effet de leur cinétique. Enfin, la prise en compte de lois cinétiques dans le formalisme du modèle, permet de réduire très sensiblement le temps de calcul par rapport à un modèle à l'équilibre.

**Le modèle hydro-géochimique utilisé rend compte des évolutions de la chimie du sol observées dans le contexte de cette expérimentation. Dans le cas des ions réactifs, l'évolution simulée est très proche de celle observée pour la majeure partie du monolithe de sol. Dans le cas des ions réactifs, les tendances simulées sont voisines de celles observées. Ceci valide la procédure de couplage itérative introduite dans le modèle et les formalismes cinétiques adaptés à ce contexte où de forts déséquilibres ont été observés. En revanche, il subsiste des écarts entre les valeurs des concentrations simulées et observées. La méthode indirecte utilisée pour apprécier la composition initiale du complexe d'échange rend difficile une interprétation quantitative des résultats.**

**Le modèle apparaît comme un outil complémentaire à la démarche purement analytique. Dans le cas de cette expérimentation, il vérifie l'hypothèse avancée à partir des observations de l'expression d'une cinétique lente d'échanges cationiques.**

**Ces deux approches très complémentaires ont permis de mettre en évidence l'existence de processus d'échanges qui contrôlent l'évolution des espèces en solution. Les processus de dissolution-**

précipitation n'ont pu être clairement identifiés car n'ayant pas d'impact sensible sur l'alcalinité du milieu. L'expression de ces processus, et notamment la cinétique d'échanges, restent très spécifiques au type de sol étudié (sol sableux non remanié) et aux conditions expérimentales.

## Quatrième partie

# Analyse des processus hydro-géochimiques dans les sols rizicoles

117

*Cette partie a pour objet l'étude des processus hydro-géochimiques de la salinisation dans le cas d'un sol rizicole au cours d'une année de culture. Cette situation est plus complexe que celle du monolithe de sol étudié précédemment mais une démarche similaire de caractérisation peut être conduite (caractérisation du système et de ses conditions aux limites, observations des évolutions, puis interprétation des résultats en terme de processus). Le modèle numérique ne sera pas utilisé ici.*

*Le système étudié est le profil de sol sur un mètre de profondeur. Dans le chapitre 8, nous caractériserons ce système du point de vue chimique et hydrique. Nous étudierons également l'évolution de ses conditions aux limites ; en particulier les flux en surface (irrigation, évaporation) et la condition de charge fonction du niveau piézométrique à la base du profil. Ceci nous amènera à faire des hypothèses quant à la nature des processus géochimiques et au fonctionnement hydrologique de ces sols.*

*Nous présenterons dans le chapitre 9, l'évolution des caractéristiques chimiques du sol. Nous le ferons, dans un premier temps, à l'aide du suivi réalisé in situ à l'échelle du profil de sol des sites d'étude. Nous présenterons ensuite les résultats obtenus sur le suivi des caractéristiques d'un sol placé dans un bac au contact d'une lame d'eau qui nous permettront d'affiner notre analyse sur les mécanismes à l'interface sol-eau.*

*Nous proposerons enfin, dans le chapitre 10, une analyse sur le fonctionnement de ces sols au cours d'une année de culture. Nous utiliserons les résultats présentés dans les deux premiers chapitres pour analyser la nature des processus géochimiques mis en jeu, leur cinétique et l'impact du fonctionnement hydrologique sur ces derniers. Nous nous appuyerons également sur les résultats de l'analyse menée sur le monolithe de sol. Nous terminerons en discutant les hypothèses qui n'auront pu être validées par les expérimentations menées ici.*

## Chapitre 8

# Faciès hydro-géochimique des sols d'étude

Dans ce chapitre, nous étudierons tout d'abord les caractéristiques géochimiques des eaux et des sols au niveau des deux sites d'étude, les site 1 et 2 (8.1). Nous ne reviendrons pas sur les propriétés physiques et hydrodynamiques générales de ces sols présentées dans le chapitre 3. Nous étudierons ensuite l'évolution des conditions aux limites du profil pendant une année : nous décrirons les flux entrant et sortant en surface et l'évolution du niveau de la nappe (8.2). Ceci nous amènera à décrire le fonctionnement hydrologique de ces parcelles et sa répercussion sur les caractéristiques hydriques des sols (profils de charge hydraulique) (8.3).

### 8.1 Faciès géochimique des eaux et des sols

#### 8.1.1 Composition chimique des eaux et des sols

Les compositions chimiques des eaux et des solutions du sol juste après la mise en eau sont données en annexe 10.16 et représentées sur les diagrammes de Piper (figure 8.1).

Composition anionique des eaux et des sols (situation initiale)  
Sites 1 et 2

Composition cationique des eaux et des sols (situation initiale)  
Sites 1 et 2

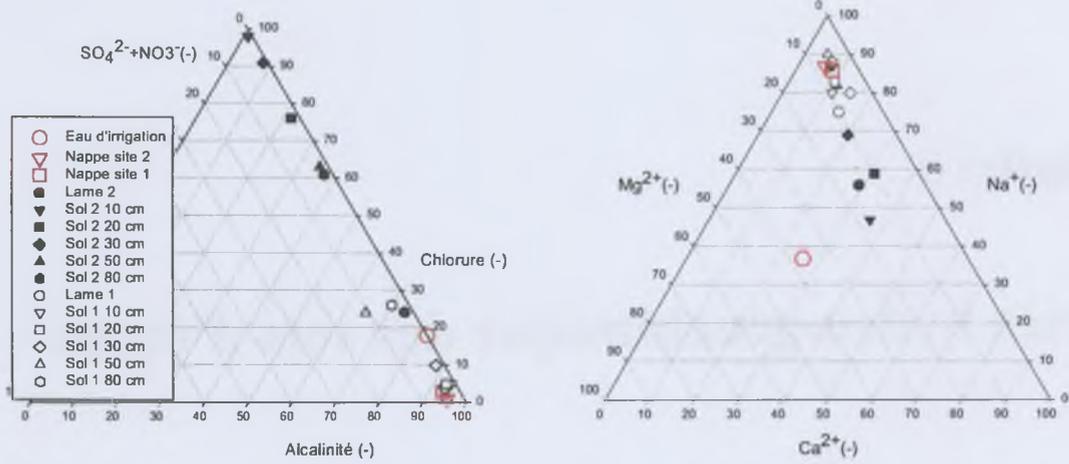


FIG. 8.1: Diagramme de Piper des eaux et des solutions de sols (avant culture) - sites 1 et 2

Faciès alcalin des eaux de surface et de nappe  
site 1 et 2, 06/1997-12/98

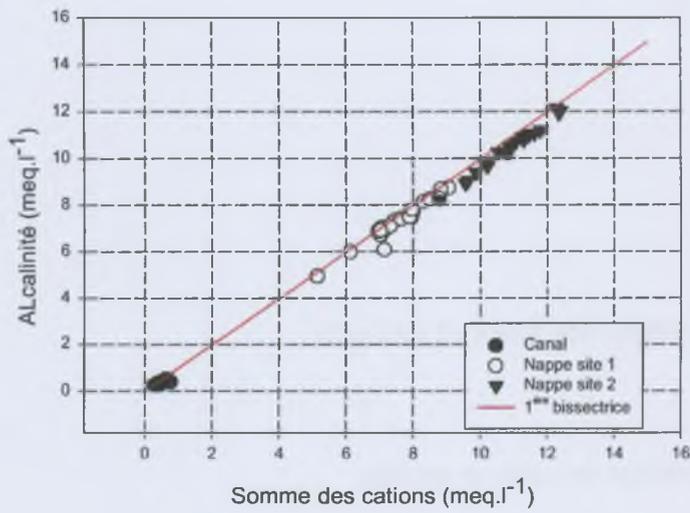


FIG. 8.2: Diagramme de concentration des eaux d'irrigation et de nappe - sites 1 et 2

### 8.1.1.1 Les eaux d'irrigation et de nappe

Les eaux d'irrigation et de nappe des sites 1 et 2 sont très alcalines (figure 8.1) : l'alcalinité représente de l'ordre de 80 % de la somme des anions dans le cas de l'eau de canal et de 95 % dans le cas des eaux de nappe. L'alcalinité résiduelle (RSC) de ces eaux d'irrigation et de nappe au niveau des sites 1 et 2 sont positives et respectivement égales à 0.14, 6.43 et 8.27 meq.l<sup>-1</sup>. L'eau d'irrigation est faiblement concentrée (CE=0.05 dS.m<sup>-1</sup>) et contient des proportions équivalentes en sodium, calcium et magnésium dans la solution. Les eaux de nappe sont dix à quinze fois plus concentrées que l'eau de canal (CE=0.66 dS.m<sup>-1</sup> pour le site 1 et 0.82 dS.m<sup>-1</sup> pour le site 2) (figure 8.2) et sont très sodiques ; les quantités de calcium et magnésium y sont très faibles.

### 8.1.1.2 La solution du sol en début de saison

Les caractéristiques chimiques de la solution du sol juste après la mise en eau font apparaître des différences entre les deux profils, et, au sein de chacun d'eux, des variations selon la profondeur.

Le site 1 présente pour sa partie superficielle (0-40 cm), un faciès alcalin-sodique chimique identique à celui des eaux ; la partie inférieure (40-80 cm) est sensiblement plus neutre du fait de la présence d'ions chlorure qui représente jusqu'à 30 % des anions à 80 cm de profondeur. Les valeurs d'alcalinité résiduelle (RSC) diminuent de la surface (RSC=13.86 meq.l<sup>-1</sup> à 10 cm) vers la profondeur (RSC=4.34 meq.l<sup>-1</sup> à 80 cm).

Dans le cas du site 2, l'alcalinité est négative sur une grande partie du profil. Le gradient est inverse par rapport au site 1 : le RSC est égal à -17.78 meq.l<sup>-1</sup> en surface et 3.72 meq.l<sup>-1</sup> à 80 cm. Ce sol présente de fortes teneurs en ions chlorure, en particulier dans la partie supérieure du profil. Les ions chlorure représentent pour ce site plus de 95 % de l'ensemble des anions en surface et de l'ordre de 60 % en profondeur. A toutes les profondeurs, la proportion d'ions chlorure est très supérieure à celles dans les eaux d'irrigation et de nappe.

Les solutions du sol sont de une à trois fois plus concentrées que les eaux de nappe (cf. annexe 10.16). Les quantités d'ions sulfate dans les solutions de sol sont très faibles.

## 8.1.2 Saturation des sols par rapport aux minéraux alcalins

Dans le cadre de l'analyse des processus sur le monolithe de sol (cf. 7.3.1), nous avons déjà argumenté le choix de retenir certains minéraux pour rendre compte des phénomènes de salinisation : il s'agit de la calcite, d'une illite et d'un silicate magnésien.

Nous proposons ici d'en discuter l'existence dans les sols cultivés à partir des diagrammes de saturation des sols par rapport à ces minéraux.

### 8.1.2.1 La calcite

Le diagramme de saturation du sol par rapport à la calcite est présentée pour le site 1 à 10 et 80 cm de profondeurs (figures 8.3 et 8.4). Nous y avons fait figurer l'ensemble des solutions prélevées au cours de l'année.

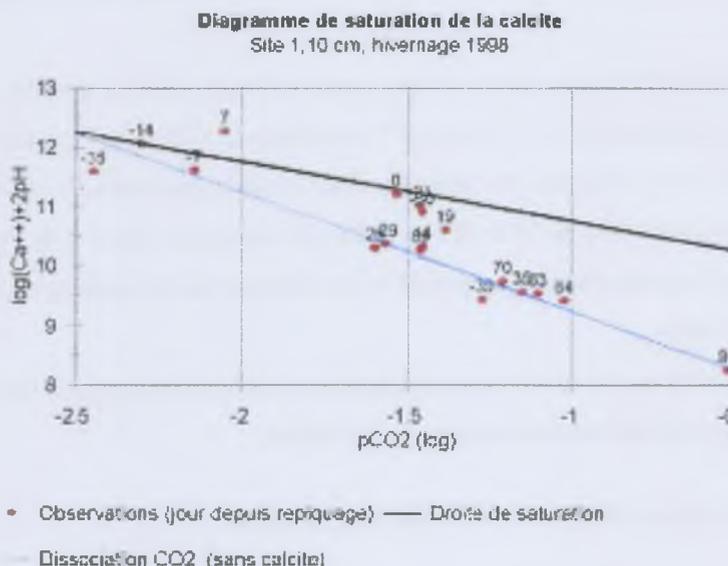


FIG. 8.3: Diagramme de saturation du sol par rapport à la calcite - site 1, 10 cm (Les étiquettes indiquent le nombre de jours écoulés depuis le repiquage.)

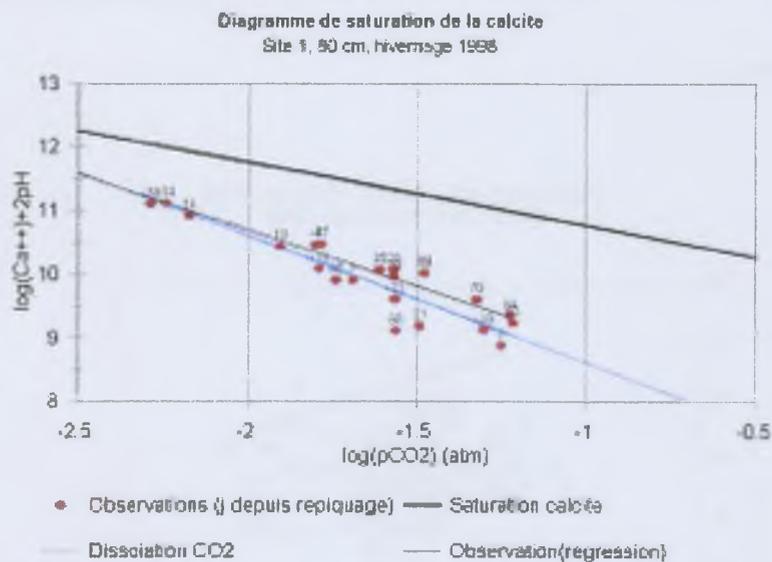


FIG. 8.4: Diagramme de saturation du sol par rapport à la calcite - site 1, 80 cm (Les étiquettes indiquent le nombre de jours écoulés depuis le repiquage.)

La saturation du sol par rapport à la calcite apparaît limitée dans le temps et dans l'espace.

Dans le cas du site 1, pour l'horizon superficiel (0-40 cm), à l'image du comportement à 10 cm, la solution est saturée en début de saison de culture. Au delà, et dans les horizons profonds, les points s'alignent sur la droite correspondant à une simple variation de valeurs de  $pH$  en fonction de celles de la  $pCO_2$ , ce qui indique qu'il n'y aurait plus de contrôle par la calcite. La solution reste sous-saturée en profondeur.

Dans le cas du site 2, le sol présente les caractéristiques de l'horizon superficiel du site 1 sur l'ensemble du profil.

### 8.1.2.2 La sépiolithe

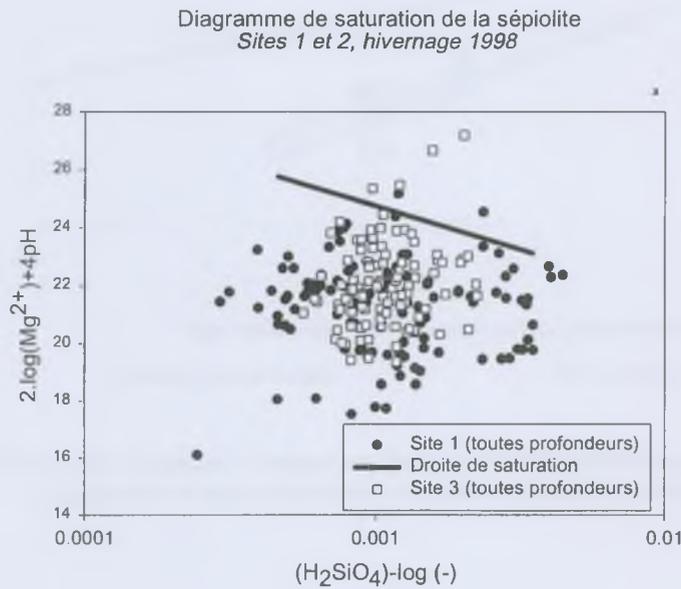


FIG. 8.5: Diagramme de saturation du sol par rapport à la sépiolithe à 10 et 80 cm- site 1

On observe une dispersion importante des points (figure 8.5). Une partie des échantillons semble proche de la saturation tandis que d'autres sont nettement sous-saturées. Il n'y a pas de différence entre les deux sites.

### 8.1.2.3 L'illite

Les points de l'ensemble des solutions des deux profils sont groupés parallèlement à la droite de saturation correspondant à une valeur de  $\text{pK}$  de 9.8136 à 25 degrés C (Wolery *et al.*, 1990). Elles sont toutes légèrement sous-saturées (figure 8.6).

### 8.1.3 Caractéristiques électro-chimiques

L'ensemble des points est situé dans une faible gamme de  $\text{pH}$ , autour d'une valeur moyenne de 7 (figure 8.7). Les situations sont diverses au cours de l'année : des plus oxydées ( $\text{pe}$  compris entre 2 et 7) aux plus réduites ( $\text{pe}$  proche de zéro). Les situations les plus oxydées se trouvent à la transition des formes oxydées ( $\text{MnO}_2$ ) et réduites ( $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ) du manganèse. Les plus réduites s'alignent sur la droite

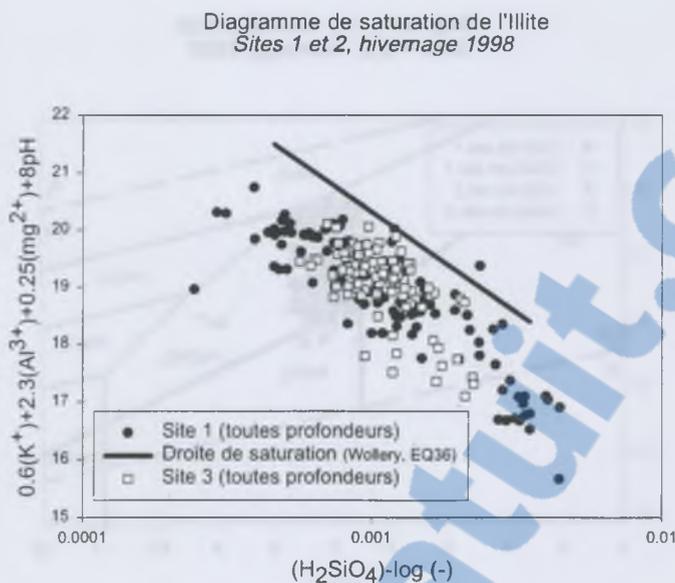


FIG. 8.6: Diagramme de saturation du sol par rapport à l'illite pour toutes les profondeurs - sites 1 et 2

de stabilité entre des formes oxydées ( $Fe(OH)_3$ ) et réduites ( $FeCO_3$ ) du fer. Rappelons ici que ces diagrammes d'équilibre indiquent les réactions possibles mais ne doivent pas être interprétés directement en termes d'espèces effectivement présentes dans la solution. Les réactions d'oxydo-réduction ont des cinétiques lentes (cf. 1.2.1.4).

## 8.2 Evolution des conditions aux limites du profil

La condition à la limite inférieure est tout d'abord la charge hydraulique imposée par le niveau piézométrique. L'évolution de ce dernier est sous l'influence de la gestion de l'irrigation que nous verrons à l'échelle des mailles hydrauliques secondaires (partiteur) ou tertiaire (arroiseur) (8.2.1). Cette condition à la limite inférieure peut se traduire aussi en terme de flux que nous essaierons de quantifier au niveau du profil. La condition à la limite supérieure est une condition de flux que nous estimerons à partir de l'analyse de bilans d'eau à l'échelle de la parcelle (8.2.2.2).

### 8.2.1 Phases hydrologiques au cours de l'année à l'échelle de l'arroiseur

Les deux sites d'étude, tout comme les parcelles situées sur le même sous-partiteur, sont sous le régime de simple culture de riz pendant la saison d'hivernage. A l'échelle du sous-partiteur, l'année

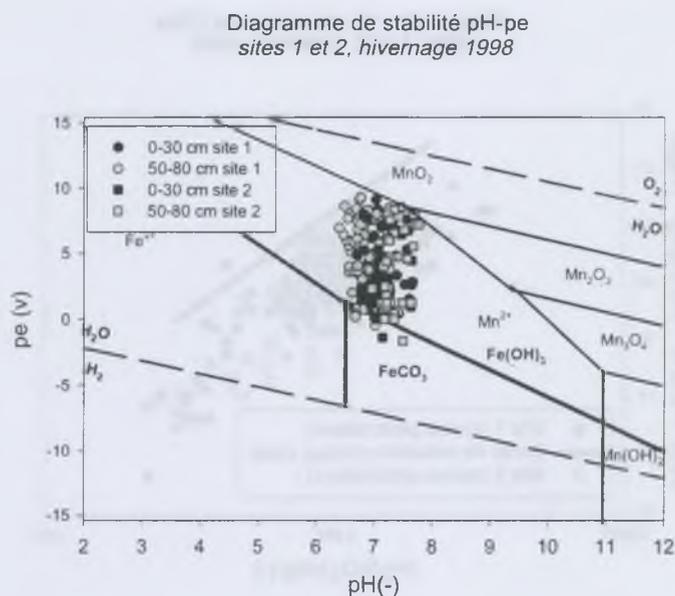


FIG. 8.7: Diagramme de stabilité  $pH-pe$  - sites 1 et 2, toutes profondeurs

hydrologique se déroule en plusieurs phases. La mise en eau du sous-partiteur et des arroseurs se fait en mai ou juin suivi de la mise en eau des parcelles en juillet ou août. Les parcelles sont ensuite maintenues à la saturation complète du sol entre juillet et novembre. La vidange des parcelles dans le système de drainage intervient en fin de culture (octobre-novembre). Il y a fermeture de l'approvisionnement des canaux tertiaires (décembre) et, enfin, leur remise en eau avant la saison de culture suivante.

Les observations faites sur l'évolution du niveau de la nappe à l'échelle du partiteur montre que celle-ci est affleurante pendant la saison de culture et sub-affleurante (à un mètre de profondeur environ) pendant le reste de l'année. Ceci s'observe nettement au niveau des deux sites d'étude (figure 8.9 pour le site 2).

## 8.2.2 Evolution des caractéristiques hydriques des sols et flux au cours de l'année à l'échelle de la parcelle

### 8.2.2.1 Evolution des caractéristiques hydriques

Les évolutions des charges hydrauliques à différentes profondeurs et du niveau piézométrique sur le site 2 sur lequel on dispose de la chronique d'observations la plus complète sont représentées sur la figure (8.9). Les évolutions pour le site 1 sont disponibles en annexe (10.17).

Episodes de gestion d'eau à la parcelle		Site 1	Site 2
Hivernage 1997	Vidange	10/11/97 (-270)	01/10/98 (-289)
Hivernage 1998	<i>Pré-irrigation expérimentale</i>	16/06/98 (-52)	02/06/98 (-45)
		17/06/98 (-51)	03/06/98 (-44)
		22/06/98 (-46)	04/06/98 (-43)
		29/06/98 (-39)	
	Pré-irrigation par le paysan	15/07/98 (-23)	17/06/98 (-30)
		25/07/98 (-13)	09/07/98 (-8)
	Mise en boue	07/08/98 (-1)	15/07/98 (-2)
	Repiquage	08/08/98 (0)	17/07/98 (0)
	Vidange	05/11/98 (+89)	18/10/98 (+93)

(-) Les nombres entre parenthèses correspondent aux nombres de jours écoulés depuis le jour de repiquage 1998.

FIG. 8.8: Gestion de l'irrigation au niveau de la parcelle - sites 1 et 2

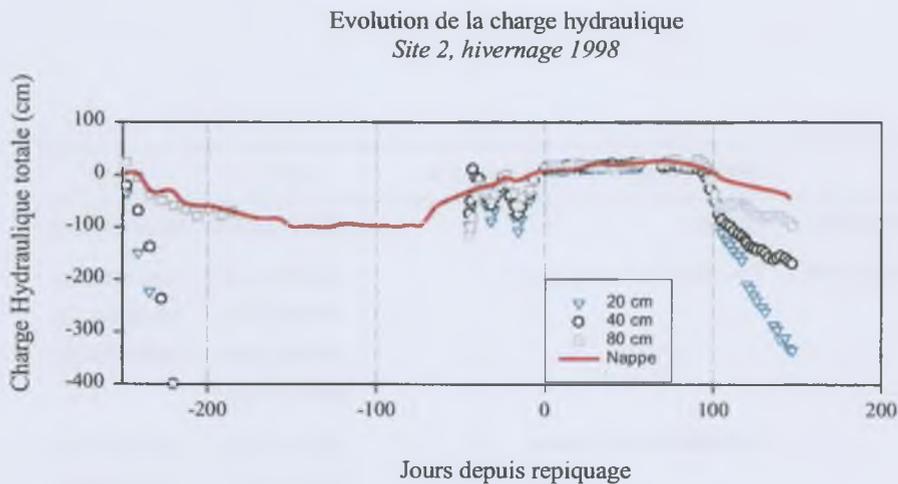


FIG. 8.9: Evolution des charges hydrauliques totales à différents niveaux du profil et du niveau de nappe au cours de l'année - site 2

L'évolution des charges hydrauliques dans le sol fait apparaître plusieurs phases de l'état hydrique des parcelles en simple culture au cours de l'année (figure 8.9). Elles peuvent être associées aux épisodes de la gestion d'irrigation répertoriés sur la figure 8.8. On observe une phase d'humectation du sol en début de saison de culture correspondant à la phase de pré-irrigation : elle correspond à la remontée de la nappe qui s'opère brutalement bien avant la mise en eau des parcelles. Elle coïncide avec la remise en eau des canaux partiteurs (11/05/98). Elle est suivie par une période de 90 jours environ où le sol est maintenu saturé et la nappe affleurante. Suite à la vidange de la parcelle, le sol se dessèche lentement, de la surface vers la profondeur : le niveau piézométrique s'abaisse. Enfin, pendant toute la saison non cultivée (contre-saison), le sol est sec et la nappe se maintient à un mètre de profondeur environ.

#### 8.2.2.2 Bilan des flux à l'échelle de la parcelle au cours de la saison de culture

**Bilans globaux sur la saison de culture -** A l'échelle de la parcelle sont distingués les flux entrants (irrigation et pluie) des flux sortants (vidange volontaire ou accidentelle, évapotranspiration et infiltration). Les mesures des termes du bilan effectuées pendant la saison sont détaillées sur la figure (8.10).

	Site 1	Site 2
Période étudiée	15/07/98 (-39)[préirr. paysan]-06/11/98 (91)[vidange]	17/06/98 (-30) [préirr. paysan]-19/10/98 (94)[vidange]
Précipitation (mm)	295.5 (31 %)	374 (34 %)
Irrigation (mm)	665.5 (66%)	719 (66 %)
ETR moyen (mm)	590 (65%)	689 (59%)
Fuite/drainage (mm)	240.5 (26 %)	374 (32 %)
Infiltration (mm)	80 (estimation) (9 %)	95 (8%)
Résultante du bilan (mm)	+50.5	-65

FIG. 8.10: Bilan d'eau de la parcelle au cours de la saison de culture - sites 1 et 2

Les épisodes relatifs à la gestion de l'eau par l'agriculteur au niveau des deux parcelles sont répertoriés dans le tableau (8.8).

Les volumes apportés par irrigation sont de l'ordre de ceux évaporés. Les volumes précipités compensent les pertes d'eau par vidange et les éventuelles infiltrations. Les quantités infiltrées sont de l'ordre de la précision globale des bilans : les flux sont dans ce cas trop faibles pour être appréhendés de façon significative par le protocole mis en place.

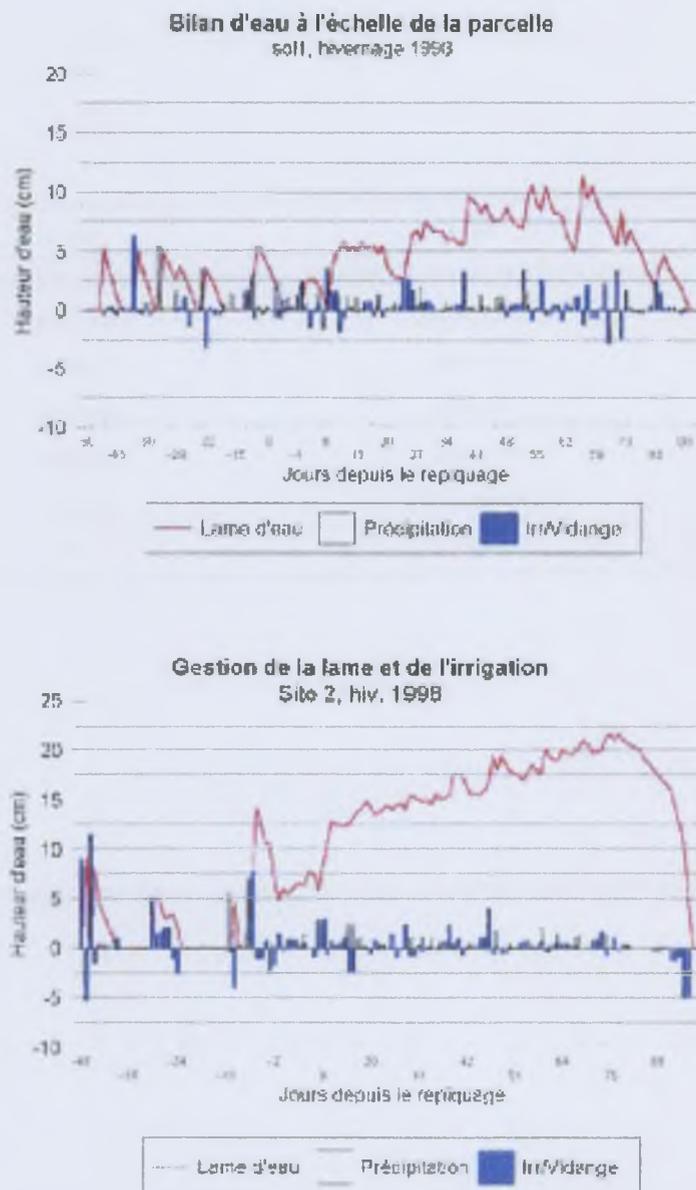


FIG. 8.11: Hydrogramme de lame et volumes d'eau précipités, irrigués et drainés - sites 1 et 2

**Les apports et les vidanges au cours de la saison de culture -** Les hydrogrammes de lame d'eau font apparaître une gestion de l'eau au niveau de la parcelle conforme aux recommandations formulées par l'Office du Niger (Annexe 2). La première pré-irrigation vise à la germination des adventices tandis que la seconde permet d'ameublir le sol avant le labour. Le repiquage est effectué dans une lame d'eau de

faible épaisseur (5 cm), puis le niveau d'eau est progressivement rehaussé au regard de la croissance de la plante. Après 90 jours, la parcelle est en général rapidement vidangée (site 2). Le dispositif de mesure des bilans était placé sur un point haut de la parcelle 1 ce qui explique la faible épaisseur de lame d'eau à ce niveau par rapport au site 2.

Dans le cas de ces deux parcelles, l'irrigation est effectuée au besoin, en fonction des précipitations pour le maintien d'un niveau de lame satisfaisant. Le laps de temps moyen entre deux irrigations est de l'ordre d'une quinzaine de jours. Les apports importants se font lors des phases de pré-irrigations, de mise en eau de la parcelle et de réhaussement de la lame d'eau, une quinzaine de jours après le repiquage. Les vidanges volontaires se font après la dernière pré-irrigation pour permettre la mise en boue puis la mise en place rapide du repiquage, et en fin de saison. Les fuites accidentelles d'eau de la parcelle sont généralement causées par la rupture de diguettes sous la pression de la lame d'eau rehaussée suite à une irrigation.

**Les flux verticaux** - Les flux d'infiltration à partir du repiquage de la parcelle sont faibles. Dans le cas du site 2 ils sont de l'ordre de 0.2 mm/j pendant la saison de culture. Aucune donnée n'est disponible pour le site 1.

Les mesures effectuées en 1997 sur ces mêmes sites (figure 8.12) montrent clairement que l'intensité des flux verticaux descendants est étroitement liée à l'environnement hydrologique des parcelles. Le site 2 a été repiqué précocement (avant les autres parcelles de l'arroiseur) tandis que le site 1 a été repiqué tardivement (les parcelles voisines étaient déjà couvertes par une lame d'eau). On distingue très clairement les phases où des flux sont significatifs et descendants (au début de saison pour le site 2 et en fin pour les sites 1 et 2) de la phase de pleine saison où les flux deviennent minimales voire ascendants. Lors de la saison 1998, les parcelles ont été repiquées dans les mêmes conditions (repiquage précoce pour le site 2 et tardif pour le site 1). On peut supposer que la même dynamique d'infiltration a pu se produire. Celle-ci sera précisée ultérieurement sur la base d'observations chimiques permettant de mettre en évidence des profils de lessivage.

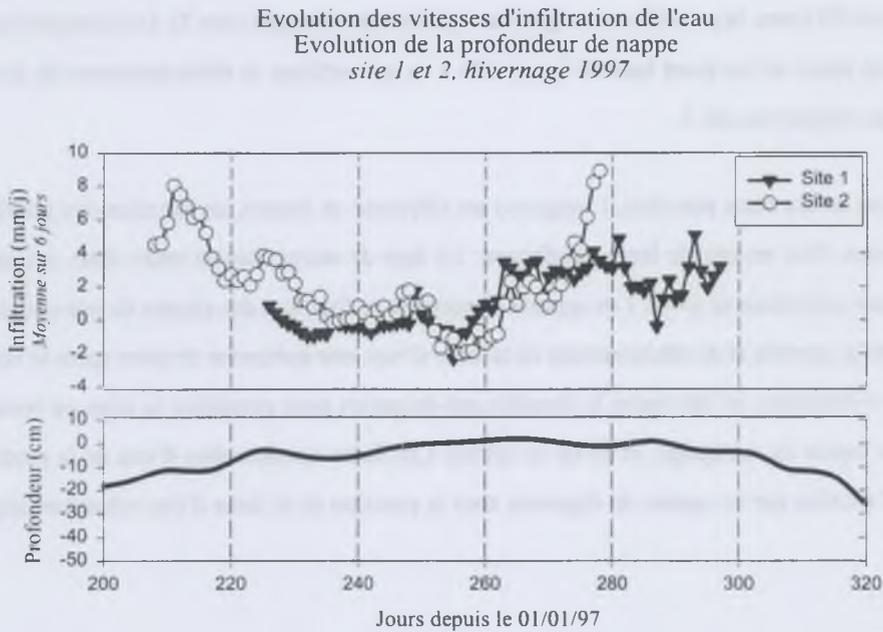


FIG. 8.12: Infiltrations mesurées au cours de la saison de culture 1997 - site 1 et 2

### 8.3 Analyse des résultats et discussion

#### 8.3.1 Le faciès chimique

##### 8.3.1.1 L'hypothèse d'alcalinisation des eaux par concentration

Les eaux d'irrigation et de nappe semblent avoir une origine commune comme l'indique le diagramme de concentration (figure 8.2). Leur alcalinité résiduelle est positive. Les eaux de nappe sont beaucoup plus concentrées que l'eau d'irrigation mais présentent pourtant des teneurs relatives en calcium et magnésium beaucoup plus faibles. Nous pouvons interpréter ce faciès comme l'héritage d'un processus de concentration de l'eau du fleuve Niger suivant la voie alcaline. Nous avons vu précédemment que cette hypothèse a été utilisée et argumentée par de nombreux auteurs (1.1.1.2). Cela nous amène à faire l'hypothèse d'un contrôle des ions calcium et magnésium qui ont pu être impliqués dans la précipitation de minéraux alcalins : la présence de calcite dans les sols vient conforter cette hypothèse. Ces faciès nous amènent aussi à faire l'hypothèse de l'existence d'argile magnésienne.

### 8.3.1.2 L'existence de faciès alcalins et neutres en début de saison

Les deux sols sont au contact d'eaux très alcalines et de concentrations différentes. Pourtant, la solution du sol présente des faciès neutres juste après la mise en eau. La concentration relative en ion chlorure est très forte pour le site 2. La présence de salure neutre a déjà été notée dans des travaux précédents (Bertrand, 1985; Barral & Dicko, 1996; Barral *et al.*, 1996) qui attribuent son origine à la présence de lentilles salées du Continental Terminal, héritage de cette ancienne zone endhoréique.

La concentration de la solution du sol est également plus forte que celle de la nappe ce qui conduit à faire l'hypothèse d'une remontée de sels ou de leur accumulation à ce niveau.

### 8.3.1.3 La présence de minéraux alcalins dans les sols au cours de la saison de culture

L'analyse de la saturation des sols par rapport aux minéraux alcalins nous fournit les indications suivantes.

La saturation par rapport à la calcite est observée en début de saison en surface et seulement pour le profil alcalin (site 1). On ne peut donc pas *a priori* considérer un stock massif de calcite qui serait en équilibre avec la solution. Nous étudierons par la suite l'évolution des indices de saturation au cours de la saison ce qui nous permettra d'affiner notre analyse (chapitre 9).

Le diagramme de saturation du sol par rapport à l'illite indique qu'il existe dans les sols un minéral de composition voisine de celle proposée ici pour l'illite. La légère sous-saturation apparente peut être le fait d'une cinétique de dissolution lente qui ne permet pas un équilibre entre la solution et le minéral, ou encore être induite par la valeur choisie de constante d'équilibre. Pour cette illite, il en existe plusieurs dans la littérature (Fritz, 1981; Wolery *et al.*, 1990). Cette famille de silicate a été observée par diffraction RX (cf.3.2.1). Nous considérerons donc dans la suite de l'analyse l'existence d'illite dans ces sols tout au long de l'année.

Le diagramme de saturation montre une grande dispersion des observations. Le silicate magnésien dont on a supposé l'existence précédemment n'est donc pas la sépiolithe. Comme nous l'avons discuté auparavant, ce dernier ne peut pas se former dans les sols mais il est classiquement pris en compte.

### 8.3.1.4 Les états d'oxydation et de réduction du sol

On observe une gamme de potentiels d'oxydo-réduction des sols ce qui nous amène à supposer l'existence de processus d'oxydo-réduction. Leur cinétique est lente et les formes réduites dont l'existence est possible compte-tenu des valeurs du potentiel rédox et du  $pH$ , n'apparaîtront que si les conditions de

réduction sont maintenues suffisamment longtemps. Nous ne disposons pas de mesures directes de ces formes réduites. Compte tenu de la similarité de nos résultats avec d'autres travaux effectués sur des milieux équivalents (1.1.3.2), nous pouvons faire l'hypothèse que les phénomènes d'oxydo-réduction sont actifs et vont modifier les caractéristiques de la solution du sol.

### 8.3.2 Le fonctionnement hydrologique

Nous avons vu qu'au cours de l'année, dans la configuration d'une simple culture de riz, le profil de sol connaît quatre périodes très différentes sur un plan hydrique. On peut les regrouper en deux ensembles : les phases de stabilité des caractéristiques hydriques séparées par les phases de transition pendant lesquelles les évolutions sont fortes et rapides. Elles sont la résultante du fonctionnement hydrologique du milieu qui résulte lui-même de la gestion de l'irrigation à l'échelle de la parcelle et aussi du périmètre.

#### 8.3.2.1 Les périodes de pleine culture et de contre-saison

Pendant la saison sèche sans culture, le sol ne reçoit aucun apport d'eau mais est soumis à l'influence d'une nappe stable à un mètre environ ce qui provoque très probablement des remontées capillaires.

Pendant la pleine saison de culture, le sol est engorgé et la nappe affleurante. Les flux verticaux peuvent être considérées comme négligeables. Les apports d'eau sur la parcelle compensent les volumes évaporés et ceux évacués de la parcelle suite à des fuites ou par des mouvements d'eau plus ou moins horizontaux et très superficiels.

#### 8.3.2.2 Les périodes de transition

Les périodes de transition entre les deux situations d'équilibre sont caractérisées par des évolutions de l'humidité des sols et du niveau de la nappe sous l'effet d'intervention à plusieurs échelles du périmètre.

La remise en eau des canaux partiteurs avant le début de la saison provoque la remontée de la nappe. Celle-ci est alors alimentée par des flux hypodermiques de recharge entre les canaux et les parcelles comme l'ont montré des observations faites par Marlet *et al.* (1998a). Ces flux sont estimés à 1.5 mm/j au plus fort de la recharge de la nappe c'est-à-dire après la remise en eau des canaux. Les pré-irrigations sont réalisées au niveau de la parcelle alors que la nappe n'est pas encore affleurante, ce qui permet des flux d'infiltration verticaux. Ces deux mécanismes conduisent rapidement à la saturation complète du profil.

En fin de saison de culture après la vidange de la parcelle, c'est l'évaporation qui est le moteur de l'assèchement du sol et du rabattement de la nappe.

Nous avons pu caractériser les profils de sols et étudier l'évolution de leurs conditions aux limites. Le faciès chimique des eaux d'irrigation, des eaux de nappe et des solutions du sol et la sodicité des sols sont le reflet de deux processus géochimiques que nous avons déjà étudiés sur le monolithe de sol : les processus de dissolution-précipitation de minéraux alcalins et d'échanges cationiques. Les mécanismes de précipitation-dissolution contrôlèrent l'évolution des eaux sur de longues périodes de temps. A l'échelle de l'année de culture, on peut faire l'hypothèse qu'ils interviennent également. Nous devons également considérer les processus d'oxydo-réduction qui semblent être actifs comme l'attestent les niveaux de réduction atteints dans les sols.

Les conditions aux limites du profil sont de nature hydrique et hydrologique. Le degré de saturation hydrique des sols ainsi que les flux à la surface des parcelles et au travers du profil sont directement dépendants des pratiques d'irrigation à l'échelle de la parcelle et du périmètre.

## Chapitre 9

# Evolution des caractéristiques géochimiques des sols d'étude

Nous avons décrit précédemment les caractéristiques du système étudié, le profil de sol, ainsi que l'évolution des conditions aux limites de ce dernier. Nous avons dû, pour cela, décrire les évolutions des humidités dans les sols. Dans ce chapitre, nous présenterons l'évolution des caractéristiques chimiques des sols. Nous étudierons d'abord l'évolution des caractéristiques géochimiques des deux profils de sol cultivés au cours de l'année (9.1 et 9.2) puis les évolutions au niveau de la partie supérieure des profils, au contact entre le sol et la lame d'eau (9.3).

### 9.1 Evolution du $pH$ , de la $pCO_2$ et du Eh

#### 9.1.1 Evolutions en milieu contrôlé

Nous rapportons ici des résultats d'une étude concernant du sol provenant du site 1, placé dans un bac (Dicko, 1999). Le dispositif expérimental est similaire à celui que nous avons présenté précédemment (cf. 5.1). Les flux convectifs sont inexistantes. Le  $pH$  et le potentiel redox ont été mesurés directement dans le sol. La  $pCO_2$  est calculée à partir de l'alcalinité de la solution du sol et du  $pH$ . L'évolution de ces paramètres est suivie immédiatement après la mise en eau du sol (figure 9.1)

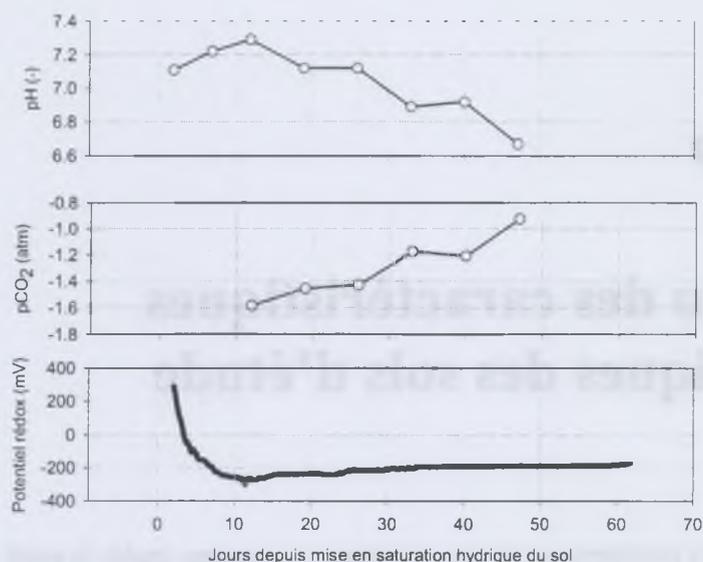


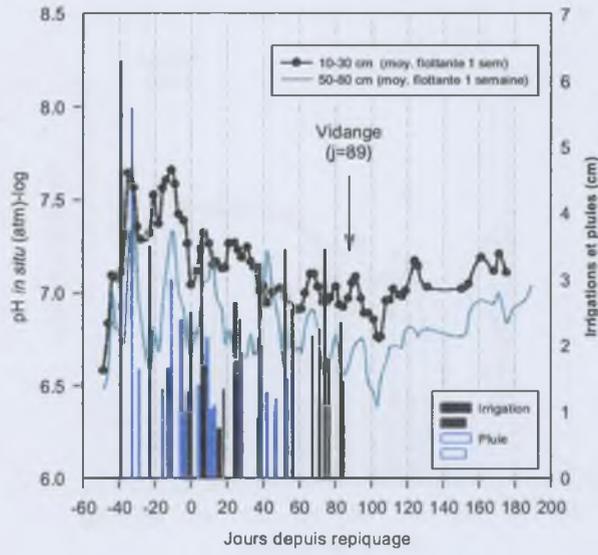
FIG. 9.1: Evolution du  $pH$ , de la  $pCO_2$  et du Eh du sol 1 après mise en eau- Expérimentations en bacs de sol. (Dicko, 1999)

Suite à la mise en saturation du sol, on constate que le milieu devient très rapidement réducteur tandis que les valeurs de  $pH$  augmentent sensiblement. Ce constat est conforme aux observations de Ponnampurema (1972) qui note que le potentiel rédox atteint son minimum en quelques jours seulement. Par la suite, les niveaux de réduction se maintiennent tandis que le  $pH$  baisse et la teneur en  $CO_2$  s'accroît. Les niveaux de réduction obtenus dans ces conditions de flux nuls où la réoxygénation du milieu est impossible, sont extrêmes.

### 9.1.2 Evolutions in situ

Trois phases peuvent être distinguées au cours de la saison pour les évolutions de  $pH$  et de  $pCO_2$  (figures 9.2 et 9.3). On peut les associer aux épisodes de gestion de l'eau à la parcelle que nous avons décrits précédemment.

Evolution du  $pH$  *in situ*  
site 1



Evolution du  $pH$  *in situ*  
site 2

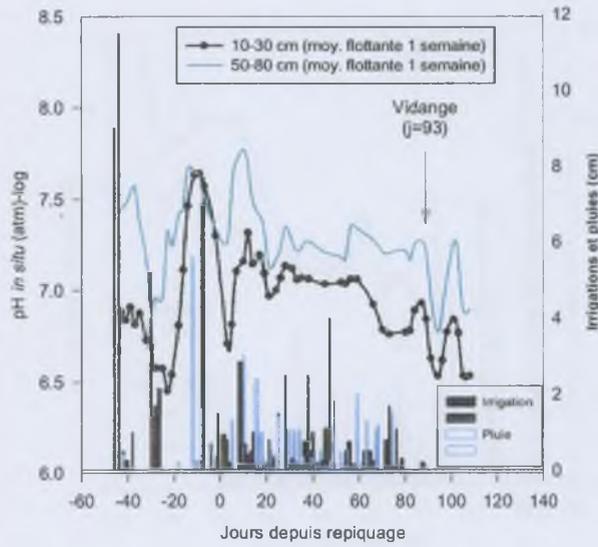
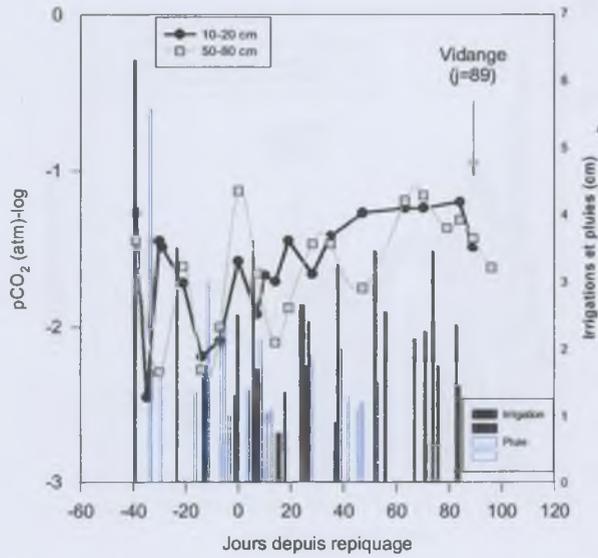


FIG. 9.2: Evolution du  $pH$  *in situ* - sites 1 et 2

Evolution de la  $pCO_2$  *in situ*  
Site 1



Evolution de la  $pCO_2$  *in situ*  
site 2

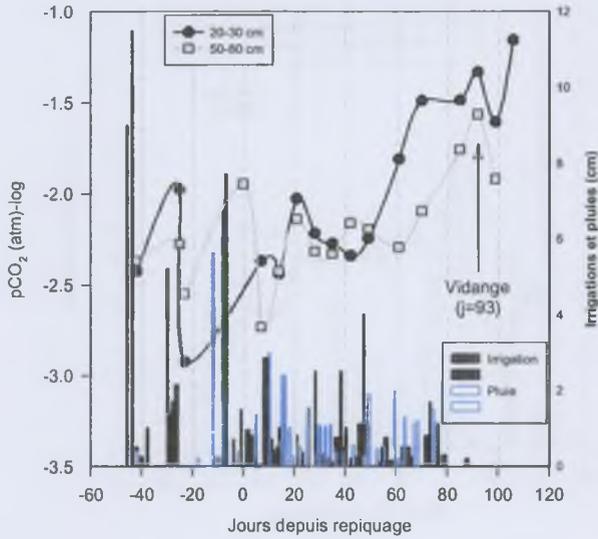


FIG. 9.3: Evolution de la  $pCO_2$  *in situ* - sites 1 et 2

**Pendant la phase de pré-irrigation** - Pendant cette période, les apports d'eau sont ponctuels et alternent avec des séquences de dessèchement du sol. Ces apports sont effectués 52, 46, 39, 23 et 13 jours avant le repiquage du site 1 et 43 à 45 jours, 30 et 8 jours avant le repiquage du site 2. Cela comprend des apports d'eau effectués dans le cadre de notre protocole de caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols et des apports effectués par l'agriculteur (tableau 8.8).

Pendant cette période, les valeurs de  $pH$  et de  $pCO_2$  fluctuent rapidement (figures 9.2 et 9.3). Dans le détail, on observe que, suite à une pré-irrigation, le  $pH$  augmente et la  $pCO_2$  diminuent : dans le cas du site 1, par exemple, les pré-irrigations s'accompagnent d'une augmentation de  $pH$  d'une demi unité environ et de la baisse de la teneur en  $pCO_2$  d'une puissance de dix. Les évolutions inverses sont constatées lors des phases de désaturation entre chaque pré-irrigation.

Les mesures du potentiel redox sont très variables du fait, entre autre, de l'hétérogénéité du milieu en cours d'humectation. Il se dégage néanmoins les tendances suivantes quand à l'évolution de la réduction du milieu. Celui-ci se réduit rapidement dans le cas du site 1 qui est soumis à de nombreuses et fréquentes pré-irrigations. Dans le cas du site 2 soumis à trois pré-irrigations seulement, le milieu se réduit rapidement suite à l'apport d'eau et se réoxyde lors de l'assec qui suit.

**Pendant la phase où le sol saturé est couvert par une lame d'eau** - Pendant cette période, le  $pH$  diminue continuellement jusqu'à atteindre des valeurs proches de 7 tandis que le sol se charge en  $CO_2$  qui atteint des valeurs très élevées en fin de saison ( $10^{-1.5}$  à  $10^{-1}$  atm). Cette évolution de  $pH$  est caractéristique de celle observée dans le cas de sols alcalins sodiques submergés (Ponnampurema, 1972). Les valeurs de potentiel redox atteignent un palier entre 100 et 150 mV et se stabilisent ou réaugmentent en profondeur pour le site 1.

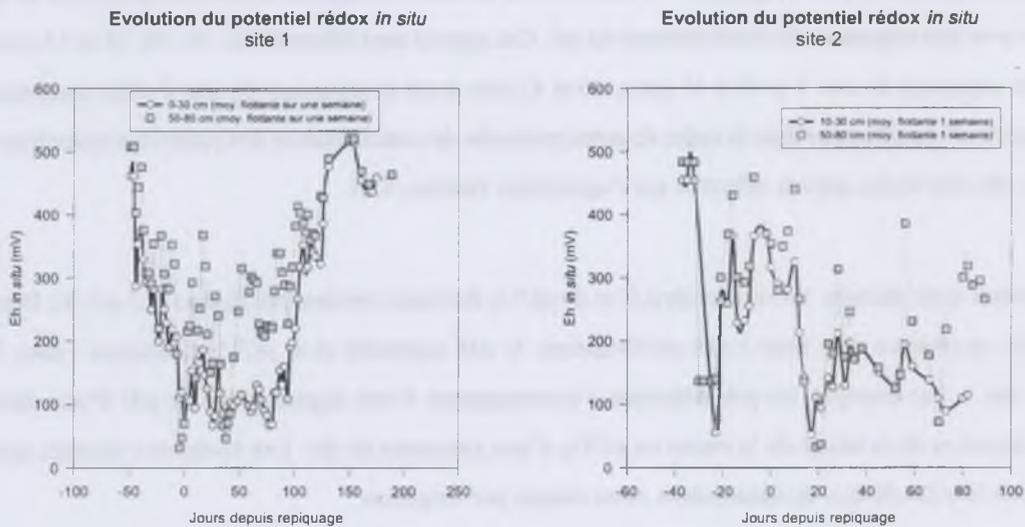


FIG. 9.4: Evolution du potentiel redox in situ - sites 1 et 2

**Après la vidange finale** - Consécutivement à la vidange de la parcelle 1 et 2 respectivement 89 et 93 jours après le repiquage, les valeurs de  $pH$  et  $pCO_2$  baissent brutalement. Les valeurs de potentiel redox augmentent fortement.

Les quelques données disponibles dans le cas du site 1 montrent ensuite des tendances à la remontée des valeurs de  $pH$  et à la baisse des teneurs en  $pCO_2$ . Le potentiel redox augmente jusqu'à des niveaux similaires à ceux du tout début de la saison (500 mV pour le site 1).

Les tendances globales observées pour ces paramètres sont similaires à celles décrites précédemment dans le cas d'un sol en milieu contrôlé mais les niveaux de réduction atteints sont moins forts.

## 9.2 Evolution des caractéristiques chimiques de la solution du sol

### 9.2.1 Evolution des index de saturation de la solution

Les évolutions des index de saturation de la solution du sol par rapport à la calcite, la sépiolite et l'illite sont représentées sur les figures 9.5 et 9.6.

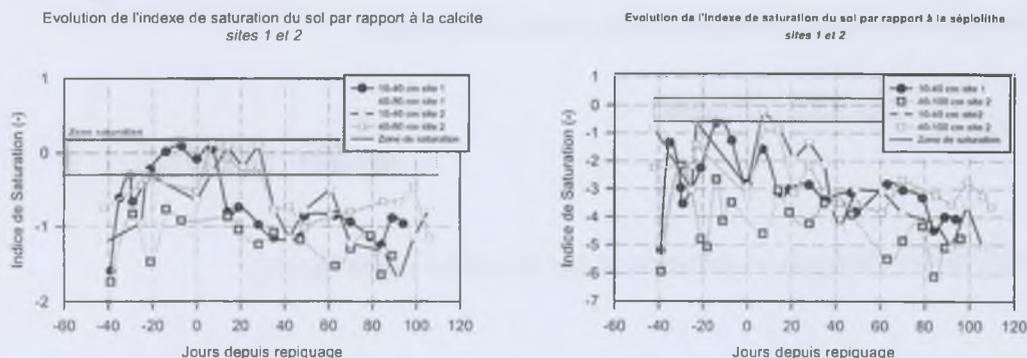


FIG. 9.5: Evolution de l'indice de saturation du sol par rapport à la calcite et la sépiolithe - sites 1 et 2

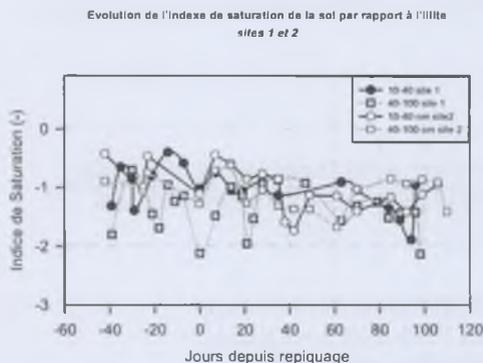


FIG. 9.6: Evolution de l'indice de saturation du sol par rapport à l'illite - sites 1 et 2

Les intervalles de valeurs de l'indice de saturation où l'on peut considérer les solutions saturées sont, en unité log  $[-0.3; 0.18]$  pour la calcite et  $[-0.6; 0.25]$  pour la sépiolite ; il sont calculés sur la base d'une incertitude relative de 5% sur la valeur de la concentration mesurée pour chaque élément intervenant dans les équilibres.

Pour la calcite, on observe une mise en saturation de la solution pendant la période de pré-irrigations (figure 9.5). Cela concerne les horizons de surface pour le site 1 et l'ensemble du profil pour le site 2. La saturation se maintient alors jusqu'à 30 jours après le repiquage. Au delà, les solutions apparaissent sous-saturées pour les deux sols et l'ensemble des profondeurs.

Les solutions sont sous-saturées par rapport à la sépiolite et à l'illite tout au long de l'année (figures 9.5 et 9.6). On observe pour les deux sols et l'ensemble des profondeurs, une faible sous-saturation en début de saison qui s'accroît une vingtaine de jours après le repiquage.

## 9.2.2 Evolution des éléments en solution et sur la matrice échangeable

### 9.2.2.1 Site 1

Les évolutions au cours de la saison de culture, de la concentration globale de la solution du sol, de la composition chimique de cette dernière ainsi que des quantités de cations présentes sur le complexe d'échange cationiques sont présentées pour le profil 1 sur les figures suivantes.

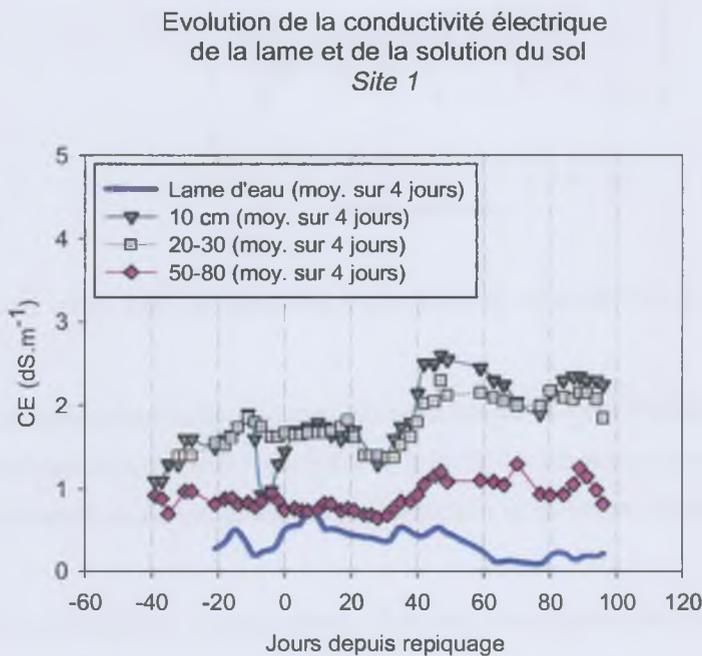


FIG. 9.7: Evolution de la conductivité électrique de la lame d'eau et de la solution du sol - site 1

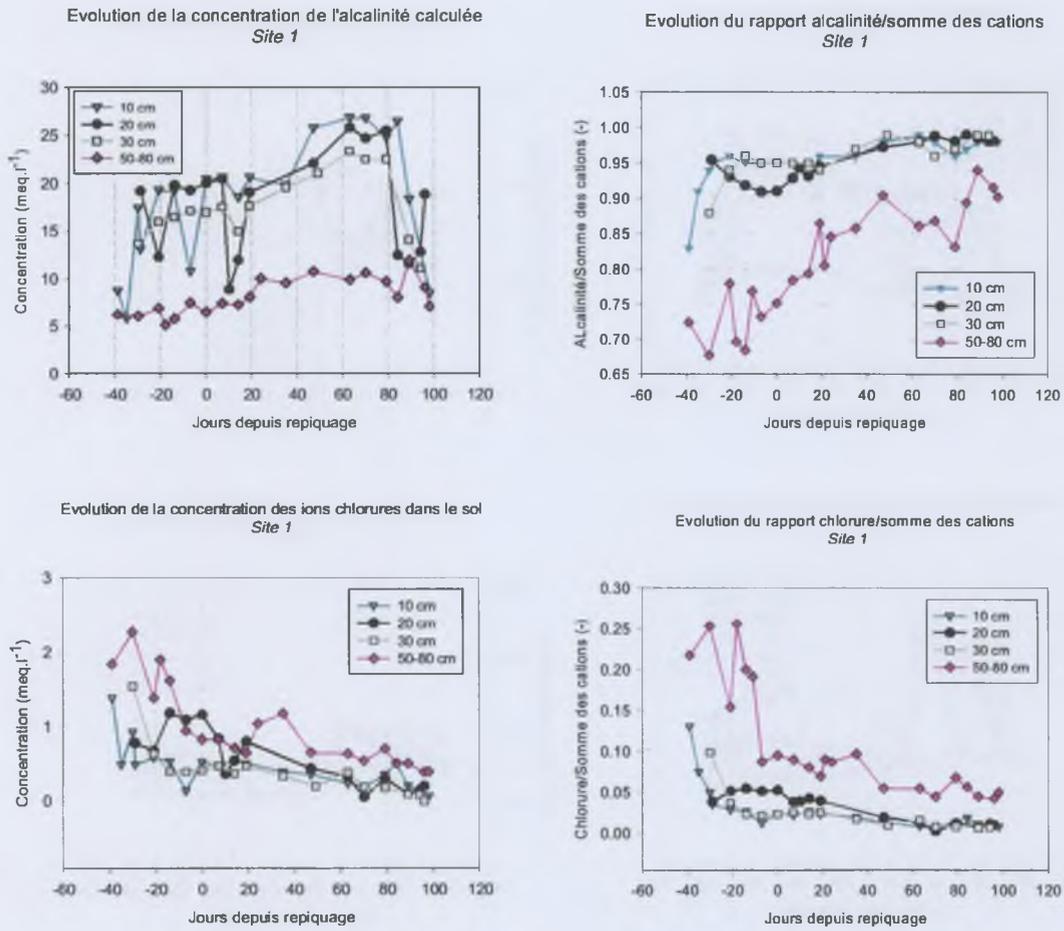


FIG. 9.8: Evolution de l'alcalinité et des ions chlorure dans la solution du sol (en valeurs absolue et relative)- site 1

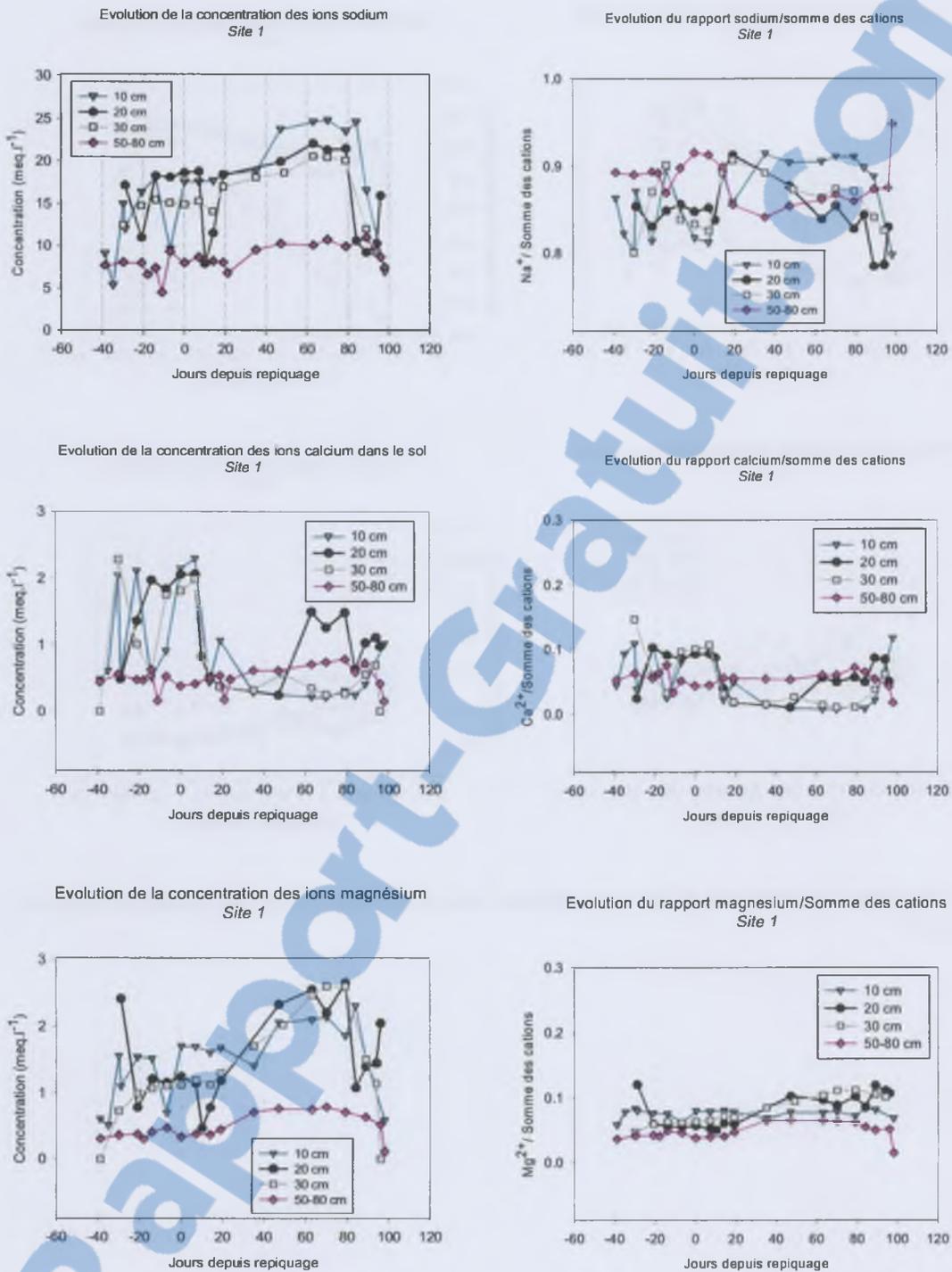


FIG. 9.9: Evolution de la composition cationique de la solution du sol (en valeurs absolue et relative)-site 1

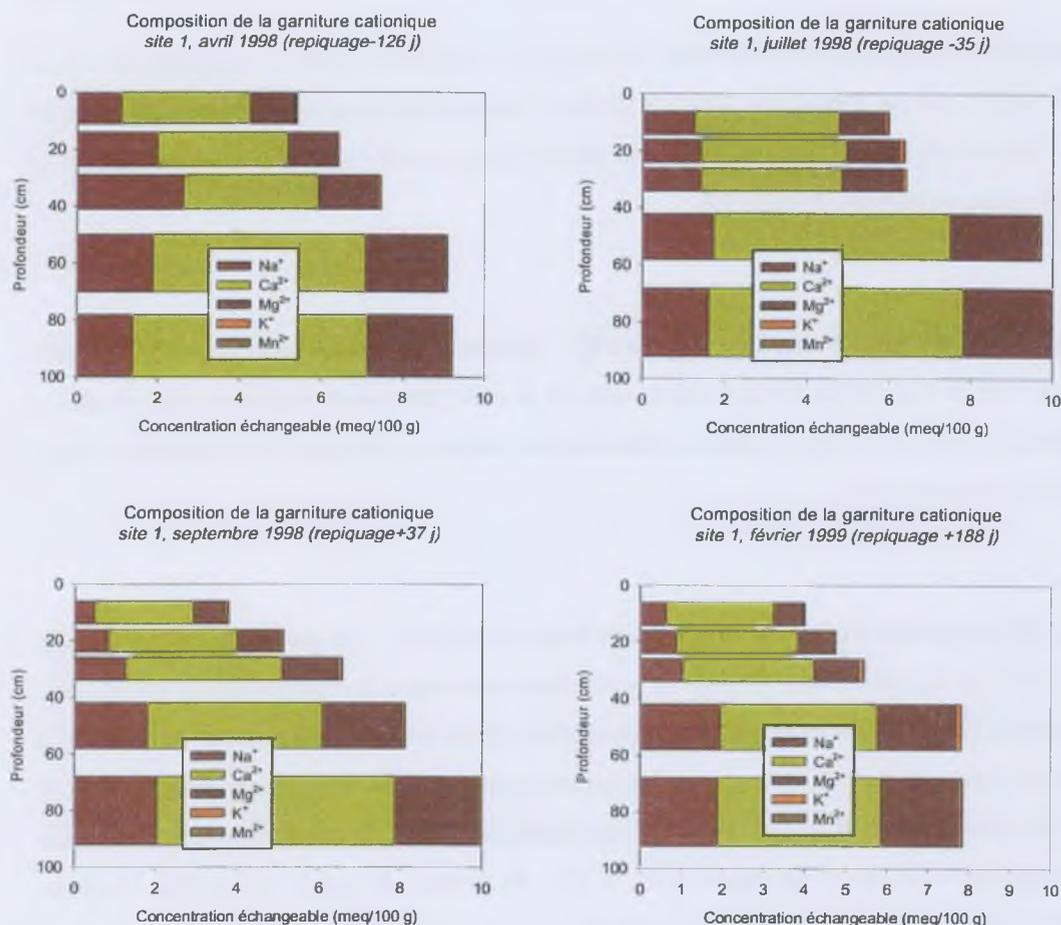


FIG. 9.10: Evolution de la composition cationique du complexe d'échange - site 1

On distingue quatre phases dans l'évolution des caractéristiques chimiques du sol.

**Pendant la phase de préirrigation [j=-52 ; 0] -** On observe une concentration globale de la solution en surface (20-30 cm) (figure 9.7) qui traduit une augmentation de l'alcalinité, de la concentration des ions sodium, calcium et magnésium d'un facteur deux environ (figures 9.8 et 9.9). Dans le détail, on note successivement l'augmentation et la diminution de l'alcalinité et de la concentration des ions calcium, et, dans une moindre mesure, des ions magnésium qui coïncident respectivement à des mises en eau (-39, -23 -13) et aux assecs qui y succèdent. La répartition des ions reste constante. En profondeur, le niveau de concentration est constant et masque un changement dans la répartition des ions : la solution, comportant initialement des ions chlorure à hauteur de 25%, reste sodique mais devient plus alcaline au

détriment des teneurs en sulfates et nitrates. Au jour -35, la quantité de sodium échangeable du sol en surface a déjà évolué par rapport à la situation initiale (-126) qui était beaucoup plus sodique à 20 et 30 cm et de même sodicité à 10 cm et en profondeur (figure 9.10). On note également une augmentation de la quantité totale de cations échangeables.

**Pendant vingt jours après le repiquage [j=0 à 20] -** Le niveau de concentration globale est constant ( $1.7 \text{ dS.m}^{-1}$ ) et la composition de la solution stable. A ce stade, les teneurs en chlorure sont devenues très faibles. L'alcalinisation de la solution en profondeur se poursuit. A 10 jours, il y a disparition brutale des ions calcium en surface.

**Entre vingt jour après le repiquage et la vidange finale [j=20 à 90] -** En surface, la solution devient de plus en plus carbonatée-sodique. Le sodium se concentre tout comme la concentration en magnésium. En profondeur, l'alcalinité est en continuelle augmentation. Globalement, la concentration de la solution augmente de 50% : on note cependant, pour les horizons superficiels seulement, une chute de celle-ci pendant une brève période de 10 jours [+22-+32] qui correspond à une période de forte irrigation visant au réhaussement de la lame d'eau (figure 8.11). A 37 j, les niveaux de sodicité du sol dans l'horizon superficiel (10-20) à 30 cm et en profondeur (50-80 cm) sont respectivement inférieurs, équivalents et supérieurs à ceux observés en début de saison.

**Après l'assec final -** Les données disponibles montrent une tendance à une baisse de la concentration de la solution. L'alcalinité diminue très fortement. La solution tend à devenir moins riche en sodium. Pendant la saison sèche, il n'y a pas de modification des quantités de sodium échangeable. En revanche, les quantités de calcium et magnésium diminuent, entraînant une baisse de la quantité totale des cations échangeables (figure 9.10).

#### 9.2.2.2 Site 2

De la même façon que pour le site 1, nous avons représenté sur les figures ci-dessous l'évolution chimique du profil de sol du site 2.

Evolution de la conductivité électrique  
de la lame d'eau et de la solution du sol  
Site 2

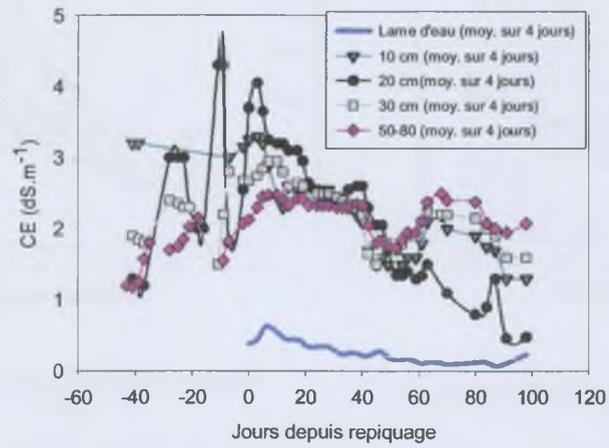


FIG. 9.11: Evolution de la conductivité électrique de la lame d'eau et de la solution du sol - site 2

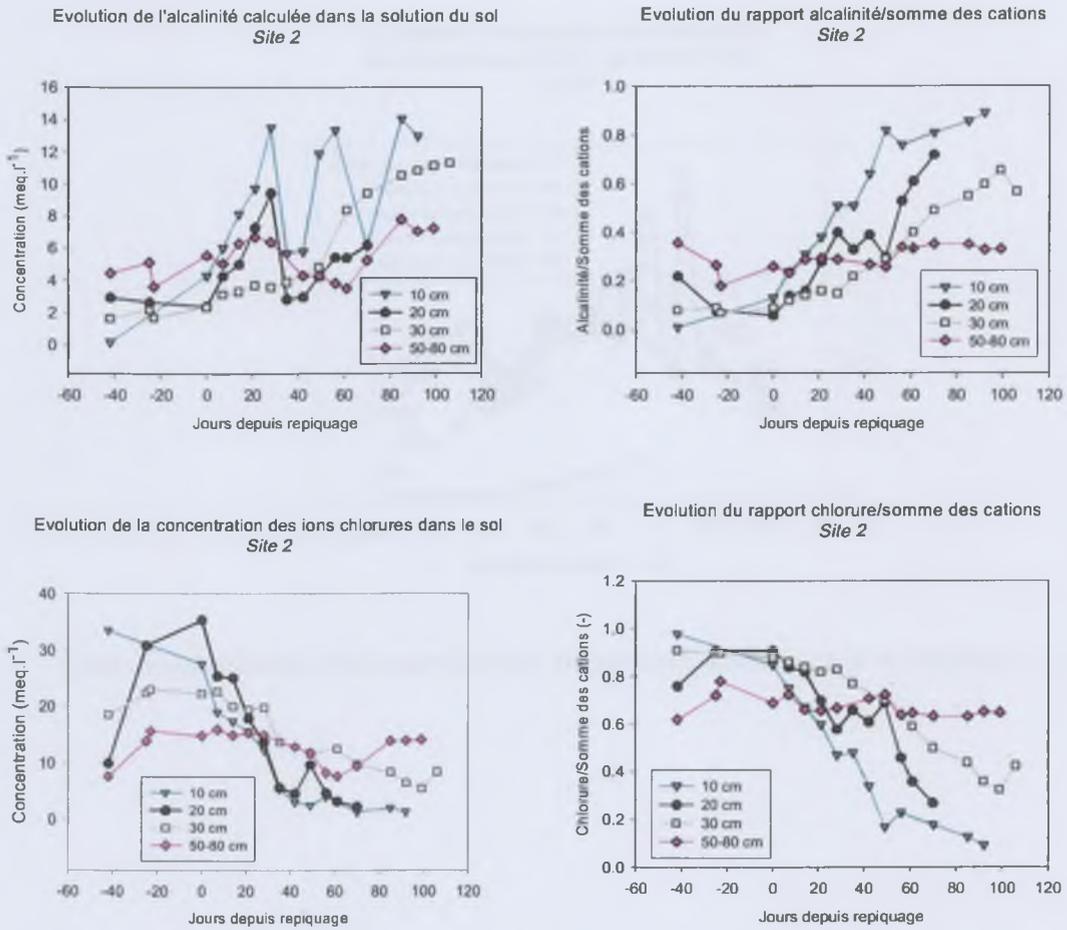


FIG. 9.12: Evolution de l'alcalinité et des ions chlorure dans la solution du sol (en valeurs absolue et relative)- site 2

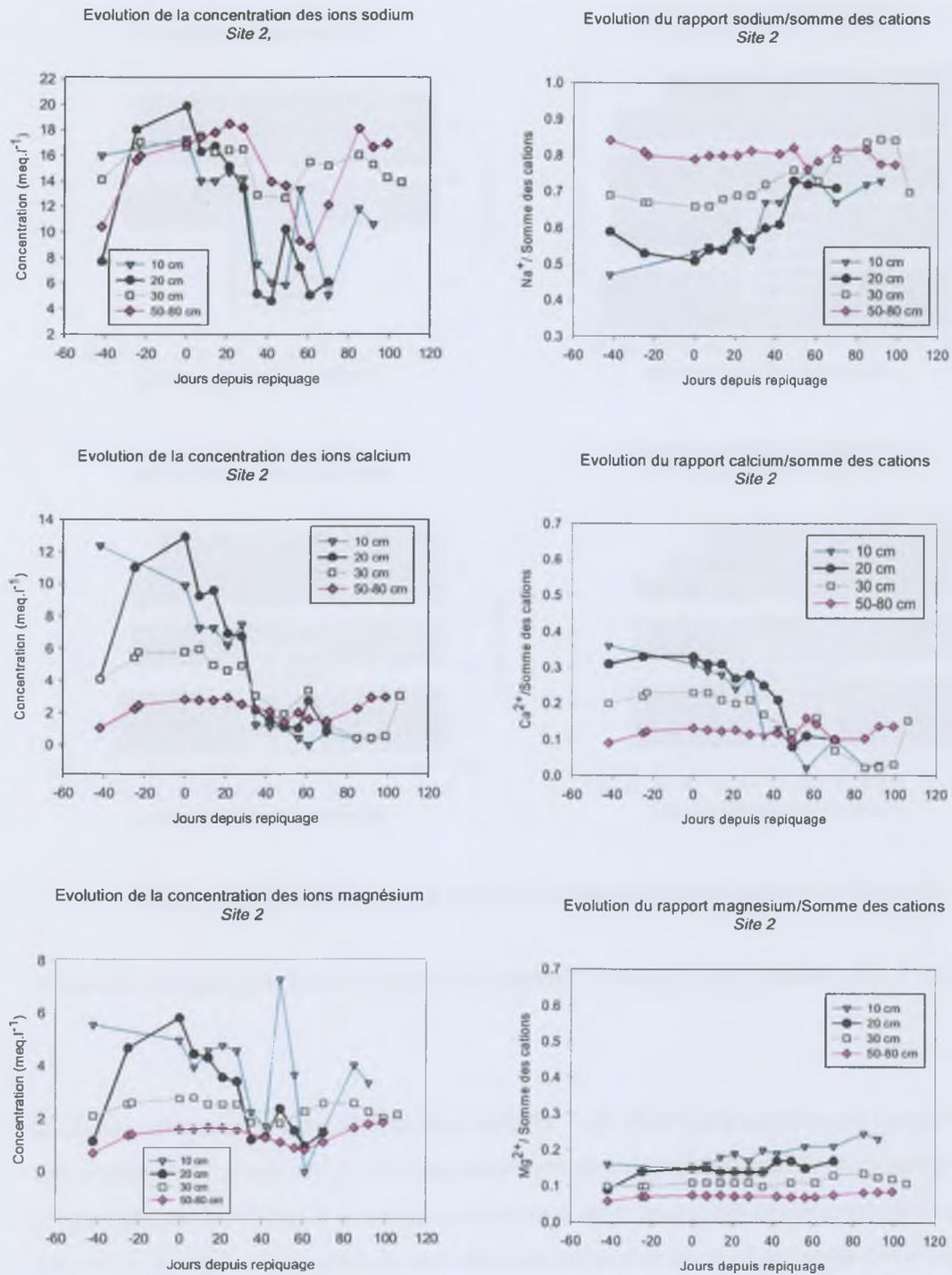


FIG. 9.13: Evolution de la composition cationique de la solution du sol (en valeurs absolue et relative)-site 2

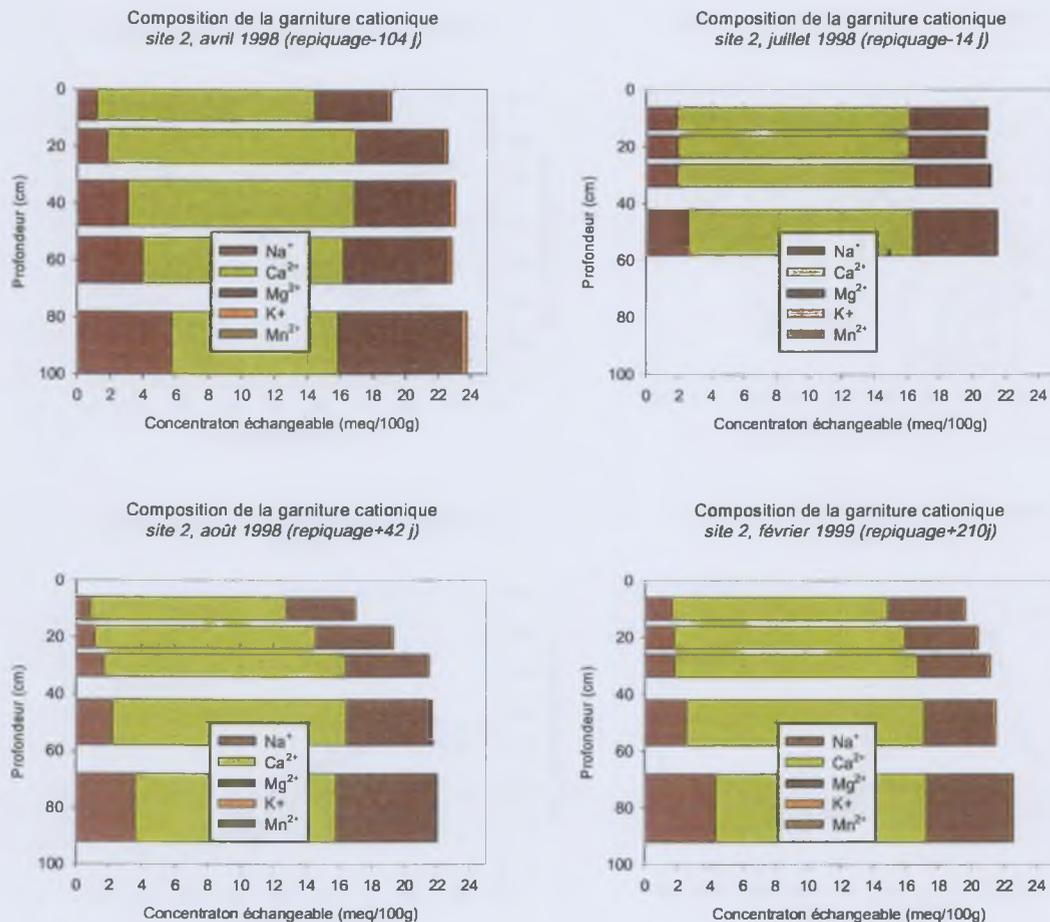


FIG. 9.14: Evolution de la composition cationique du complexe d'échange - site 2

Sur le site 2, cinq phases marquées quant à l'évolution de la chimie du sol se distinguent au cours de la saison.

**Pendant la phase de préirrigation [j=-40 ; 0] -** Pendant cette période, il y a concentration globale de la solution du sol sur tout le profil d'un facteur deux environ (figure 9.11). Elle résulte de l'augmentation simultanée de la concentration des cations et des ions chlorure (figures 9.12 et 9.13). L'alcalinité tend à rester constante ou à diminuer. La solution du sol se concentre donc en devenant plus chlorurée. L'horizon superficiel (10-20) montre des évolutions de concentration et dilution rapides au cours de cette période où les pré-irrigations sont fractionnées. En quantité, les évolutions sont plus marquées en surface où la concentration des éléments atteint un facteur 4 (20 cm). A la fin de cette période, la concentration des

éléments se stabilise tout comme leur répartition : la substitution de l'alcalinité par les ions chlorure s'arrête. La sodicité de la solution augmente à tous les niveaux. A la fin de cette période, le complexe d'échange s'est très légèrement enrichi en sodium à 10 cm et s'est appauvri en profondeur à partir de 30 cm (figure 9.14).

**Pendant vingt jours après le repiquage [j=0 ;20]** - Pendant cette période, le niveau de concentration de la solution est globalement stable le long du profil avec une tendance à la baisse en surface. La concentration des ions chlorure diminue de moitié tandis que l'alcalinité est en hausse, forte pour les horizons de surface et faible en profondeur. La sodicité de la solution est stable en surface et augmente en profondeur.

**Entre vingt et soixante jours après le repiquage** - L'alcalinité, les concentrations en calcium, magnésium et sodium chutent brutalement en surface (10-20 cm) d'un facteur 4 ; en profondeur, cette baisse est modérée (au maximum, d'un facteur 1.5). La baisse de la concentration en chlorure se poursuit aussi fortement, rendant les horizons de surface strictement alcalin-sodiques. En résultante, la solution du sol devient moins concentrée et plus alcaline. La sodicité de la solution des horizons superficiels et profonds baisse tandis que celle de l'horizon médian. A 42 j après le repiquage, le sol affiche des quantités de sodium échangeable sur tout l'horizon inférieures à celles observées en début de saison (j=-14 et -104).

**En fin de submersion [j=60 ; 90]** - Les horizons de surface alcalins et sodiques et les horizons plus profonds plus chlorurés se trouvent de nouveau dans une dynamique de concentration globale qui s'explique par la poursuite de la hausse d'alcalinité et de celle de la concentration en sodium.

**Après l'assec final** - Les quelques informations sur la chimie des solutions semblent indiquer une nouvelle concentration du profil et une dé-sodisation de la solution. Les informations sur la composition, de la garniture cationique indiquent qu'à l'issue de la contre saison, la sodicité du sol a augmenté à toutes profondeurs par rapport à la mi saison (j=42).

### 9.3 Evolution des caractéristiques chimiques à l'interface lame-d'eau-sol

L'étude d'un profil de sol, dans le cas de la riziculture irriguée, ne peut se faire en omettant une des particularités majeures de ce système, la présence d'une lame d'eau qui couvre le sol pendant trois mois de la saison de culture. A ce niveau, on peut supposer des mécanismes de transferts de solutés

par diffusion entre la solution du sol qui est concentrée et l'eau d'irrigation très peu concentrée. Les évolutions des caractéristiques chimiques de ce système [couche superficielle-lame d'eau] sont étudiées et illustrées par des expériences en milieu contrôlé (bacs de sol), des suivis terrain à échelle de temps réduite (lors de la mise en eau de parcelles sèches) et tout au long de l'année (site 1).

### 9.3.0.3 En milieu contrôlé sans flux convectif

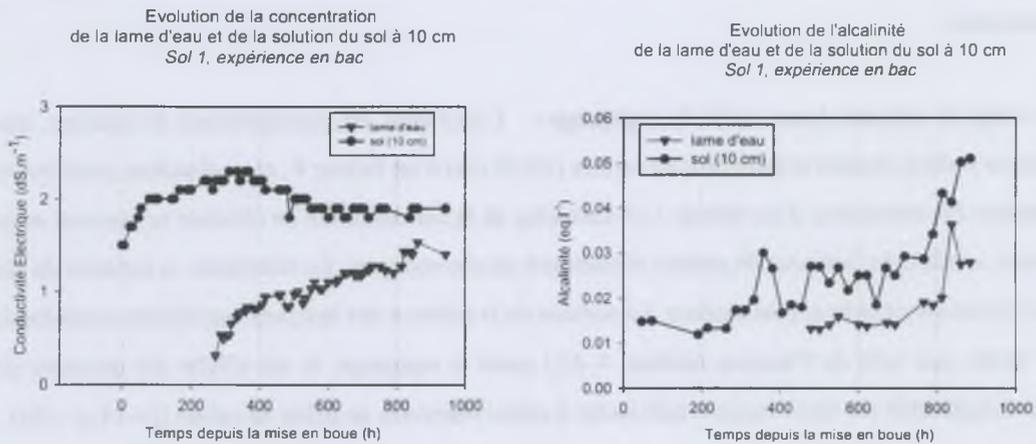


FIG. 9.15: Evolution de la concentration globale et de l'alcalinité des eaux de lame et du sol - expérience en bac- sol 1 .

L'eau de faible concentration ( $CE=0.05 \text{ dS.m}^{-1}$ ) apportée pour la mise en boue, se concentre instantanément au contact du sol : la solution du sol résultante est 30 fois plus concentrée ( $CE=1.5 \text{ dS.m}^{-1}$ ) et alcaline (alcalinité= $14.7 \text{ meq.l}^{-1}$ ). La concentration de la solution se poursuit ensuite jusqu'à se stabiliser ( $CE=2.25 \text{ dS.m}^{-1}$ ) après 10 jours tandis que le niveau d'alcalinité progresse (figure 9.15).

Lors de l'ajout de la lame d'eau, l'eau apportée se concentre instantanément d'un facteur 10. Puis sa concentration augmente graduellement jusqu'à la disparition de la lame tandis que, parallèlement, la concentration de la solution du sol baisse nettement. L'alcalinité du sol augmente fortement après l'apport d'eau (250-400 h), stagne puis croît de nouveau en fin d'expérience. L'alcalinité de la lame est beaucoup plus forte que celle de l'eau d'apport. Elle est en moyenne deux fois moins importante que celle du sol mais suit la même évolution que cette dernière.

### 9.3.0.4 Au champ suite aux préirrigations

Des observations sur l'évolution de la conductivité électrique d'une lame d'eau appliquée sur 18 parcelles ont été réalisées par Ouvry & Marlet (1999). Nous en rappelons ici les résultats.

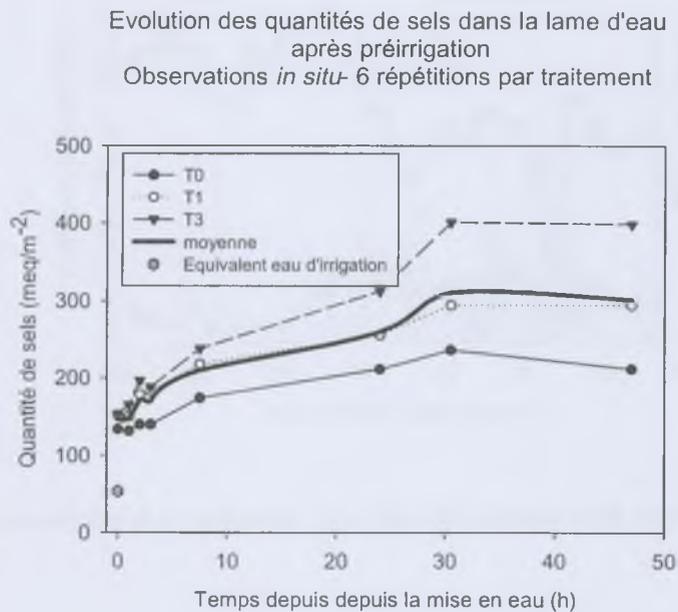


FIG. 9.16: Evolution des quantités de sels dans la lame d'eau suite à la pré-irrigation d'un sol sec. Expérimentations sur 18 parcelles (Ouvry et Marlet, 1999)

Ces observations faites au champ dans des conditions d'infiltration et d'évaporation, sont similaires à celles observées en milieu fermé mais l'amplitude de la concentration de la lame est plus faible. Dès le premier contact avec le sol, l'eau d'irrigation se concentre d'un facteur trois. La quantité de sels, calculé à partir de la concentration et de la hauteur de lame, augmente régulièrement pour atteindre, en moyenne, deux fois la quantité initiale et quatre fois celle de l'eau d'apport, avant la disparition de la lame d'eau par infiltration et évaporation (entre 30 et 50 h).

## 9.3.0.5 Au champs pendant la saison de culture

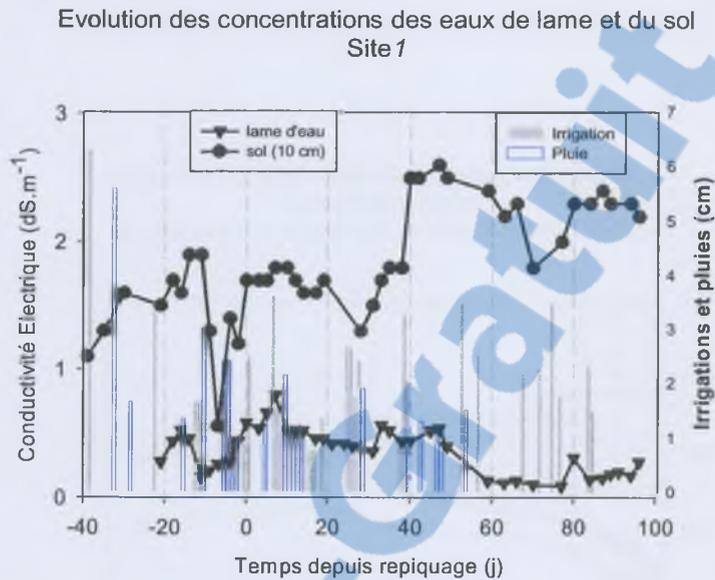


FIG. 9.17: évolution de la concentration des eaux en surface de la parcelle site 1

Comme précédemment, on observe que la concentration de la lame d'eau est initialement cinq fois supérieure à celle de l'eau d'irrigation (figure 9.17). Elle évolue ensuite à la hausse pendant les irrigations et à la baisse suite aux apports d'eau. La solution du sol à 10 cm (boue) est sensible aux fortes irrigations [jours -13/-11, 6/8 et 24/26]. Les évolutions de concentration sont similaires et le gradient de concentration est conservé entre la lame et la couche superficielle de sol pendant la première moitié de la saison. Pendant la seconde moitié de la saison, où les apports d'eau sont plus fréquents, les évolutions de conductivité électrique de la lame et de la solution du sol divergent : il y a dilution forte de l'eau de lame et concentration rapide puis plus modérée pour le sol.

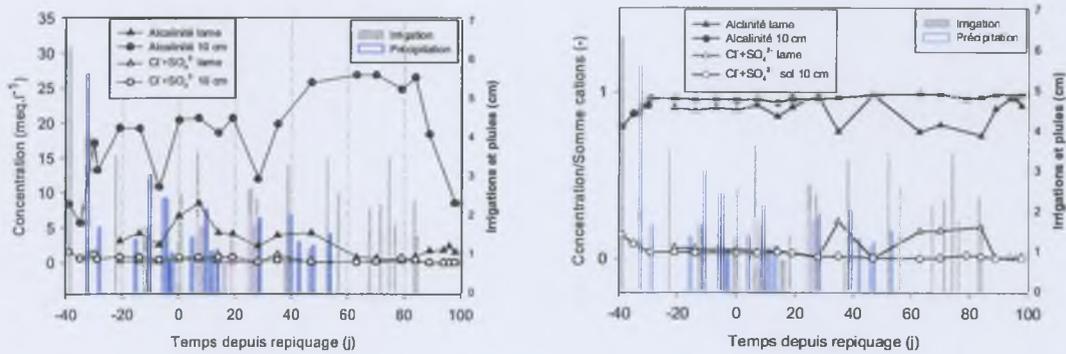


FIG. 9.18: évolution du faciès chimique anionique (Valeurs absolues et relatives) en surface de la parcelle - site 1

Les proportions relatives d'alcalinité et des sels neutres (chlorure et sulfates) sont identiques jusqu'à 20 jours après le repiquage (figure 9.18). Le faciès géochimique de la lame d'eau (95% d'alcalinité) est similaire au faciès très carbonaté du sol superficiel du début des pré-irrigations au premier tiers de la saison de culture. Il diffère nettement du faciès de l'eau d'irrigation (80% d'alcalinité). Pour la suite de la saison, il y a appauvrissement global de la lame en alcalinité ponctué par des baisses rapides et courtes au moment des fortes irrigations. Pendant ces périodes de fortes irrigations, le faciès et le niveau de concentration de la lame sont voisins de ceux de l'eau de canal.

**Nous avons mis en évidence des évolutions chimiques du sol au cours de l'année. Nous avons distingué plusieurs phases limitées par des actions relatives à la gestion de l'eau sur la parcelle (pré-irrigations, mise en saturation hydrique du sol, vidange de la parcelle). Nous avons également montré que la composition chimique et la concentration de la lame d'eau surmontant le profil du sol évoluait au cours du temps. Ayant caractérisé l'évolution des caractéristiques hydro-géochimiques du systèmes et de ses conditions aux limites, nous allons pouvoir entreprendre l'analyse du fonctionnement de ce dernier au cours de l'année.**

## Chapitre 10

# Analyse couplée des processus hydro-géochimiques

Cette partie vise à établir un schéma de fonctionnement des sols au regard de la salinisation pendant une année de culture. Nous caractériserons les processus géochimiques et les processus de transferts sur la base des résultats obtenus aux chapitres 8 et 9. Nous avons choisi de détailler la dynamique des processus suivant les trois périodes de l'année que nous avons déjà identifiées précédemment et qui correspondent à des conditions aux limites du système contrastées : (i)- la période de pré-irrigation de la parcelle, (ii) la période de submersion et (iii) la période d'assec suivant la vidange finale. Pour chacune d'elle, nous étudierons la cinétique et les effets sur les balances alcalines et sodiques du sol des processus de précipitation/dissolution des minéraux, des échanges cationiques, des réactions d'oxydo-réduction et enfin des mécanismes de transfert par convection ou diffusion.

### 10.1 La phase de pré-irrigation

La première pré-irrigation effectuée par l'agriculteur intervient une trentaine de jours avant le repiquage. Pendant cette période, le profil de sol subit de courts épisodes d'humectation alternant avec des phases de dessèchement. Le niveau de la nappe, située à 50 cm de profondeur environ au début de la période, remonte pour atteindre la surface au moment du repiquage.

Des fluctuations rapides des valeurs de  $pH$  et  $pCO_2$  sont observées. A chaque apport d'eau, le  $pH$  augmente et la  $pCO_2$  diminue rapidement. Les évolutions inverses sont constatées pendant les phases de dessèchement. Le milieu devient globalement plus réducteur pendant cette période.

### 10.1.1 La dissolution des minéraux

#### 10.1.1.1 La présence des minéraux alcalins

Nous avons discuté précédemment de la présence des minéraux alcalins dans les sols (cf. 8.1.2). L'évolution des index de saturation de la solution du sol par rapport à ces minéraux (cf. 9.2.1) fournit des informations supplémentaires quant à leur présence au cours de l'année.

Les solutions des sols apparaissent saturées par rapport à la calcite pour les horizons de surface pendant la première partie de la saison de culture (site 1). L'hypothèse de l'existence de calcite en surface en début de saison est donc établie

Les solutions apparaissent légèrement sous-saturées par rapport au silicate magnésien considéré (sépiolithe) et à l'illite. La mise en évidence par diffraction RX ainsi que la répartition des points sur le diagramme de saturation permettent de faire l'hypothèse de l'existence d'un stock d'illite dans ces sols. Du fait de la cinétique de dissolution lente pour les silicates, la solution n'atteindrait pas la saturation.

Nous n'avons pas testé la saturation par rapport à des sels dont l'existence apparaît éphémère dans ces sols.

#### 10.1.1.2 Les minéraux très solubles

Lors de l'humectation du sol au contact de l'eau d'irrigation, il y a mise en solution rapide de sels très solubles ce qui provoque une concentration quasi-instantanée de l'eau apportée sur le sol. Nous avons vu que la solution du sol résultante est de l'ordre de cinq fois plus concentrée que l'eau d'apport (cf. 9.3). Ces sels sont plutôt localisés en surface et sont présents en quantité limitée. Il pourrait s'agir de sels chlorurés et carbonatés.

La dissolution de sels chlorurés expliquerait l'augmentation de la concentration de la solution du sol observée sur le site 2 avant le repiquage. Il y a une mise en solution proportionnellement plus forte en ions chlorure qu'en carbonates qui perdure pendant une vingtaine de jours suivant la pré-irrigation. Cette augmentation cesse à la fin de cette période.

#### 10.1.1.3 Les minéraux alcalins

La dissolution et la précipitation de la calcite sont très sensibles aux états d'humidité du sol pendant cette période. La dissolution est forte pendant un ou deux jours après la mise en eau : il y a alors consommation importante de  $\text{CO}_2$  et libération d'alcalinité et de calcium. Il en résulte une augmentation

du  $pH$ . Au contraire, pendant les phases de dessèchement, la précipitation de calcite s'accompagne d'une augmentation de  $pCO_2$  et de la baisse du  $pH$ .

L'augmentation de la concentration des ions magnésium en solution serait un effet de la dissolution de la sépiolithe qui se fait à des cinétiques plus lentes que celles de la calcite. Il n'est pas possible d'identifier l'effet de la dissolution de l'illite.

### 10.1.2 Les échanges cationiques

Les processus d'échanges agissent directement sur la sodicité du sol, c'est-à-dire sur la quantité de sodium sur la matrice solide. Ils se produisent donc lorsque la chimie de la solution du sol est modifiée par d'autres processus.

C'est le cas pendant cette période où la dissolution des minéraux alcalins produit des cations divalents ( $Ca^{2+}$  et  $Mg^{2+}$ ) dont une partie se substitue au sodium échangeable qui est alors libéré dans la solution du sol. La concentration en sodium augmente donc fortement dans la solution. Parallèlement, les concentrations en  $Ca^{2+}$  et  $Mg^{2+}$  augmentent également : en effet, les quantités adsorbées sont inférieures aux quantités produites par dissolution. En conséquence, la proportion relative de sodium par rapport aux autres cations reste stable ce qui permet d'entretenir le déséquilibre entre la matrice échangeable et la solution et donc de maintenir la libération du sodium échangeable et la dé-sodisation du sol. La baisse de la quantité de sodium échangeable est observée dans les horizons de surface pour le site 1 et au niveau de l'horizon médian pour le site 2.

### 10.1.3 Les processus d'oxydo-réduction

Les apports séquencés ne permettent pas l'installation durable de conditions réductrices dans le sol. Compte-tenu de la cinétique des processus de réduction, on peut supposer que, pendant cette période, l'effet de ces réactions sur la composition de la solution est faible.

### 10.1.4 Les mécanismes de transfert

Les flux verticaux d'eau n'ont pas pu être quantifiés pour la saison 1998. En 1997 des flux d'infiltration de 3 à 5 mm/j avaient été mesurés sur le site 2 au même moment, avant que la nappe ne devienne affleurante. Dans l'hypothèse où ces flux d'infiltration existent, l'effet du lessivage des ions sur leur concentration est masqué par la libération de ces ions par dissolution.

## 10.2 La période de saturation du sol

Cette période dure 90 jours environ depuis la mise en eau de la parcelle jusqu'à sa vidange. Pendant cette phase, la parcelle est recouverte par une lame d'eau de 5 à 20 cm ; la nappe devient rapidement affleurante provoquant la saturation complète du sol (gradients de charge entre profondeurs quasi nuls). Des apports d'eau par irrigation sont effectués pour maintenir le niveau de la lame d'eau.

Au début de la submersion, le milieu se réduit rapidement jusqu'à des valeurs de potentiel redox de 100 à 150 mV. La lame d'eau bloque la diffusion des gaz vers l'atmosphère ; le sol s'enrichit donc en CO<sub>2</sub>.

### 10.2.1 La dissolution des minéraux

Les sels neutres facilement mobilisables ont été dissouts pendant la phase de pré-irrigation. Il n'y a plus d'augmentation de la concentration en chlorure.

La mise en saturation hydrique du sol, en milieu contrôlé tout comme au champ, s'accompagne d'une hausse des niveaux d'alcalinité. Sur le site 1 (faciès alcalin), elle augmente au champ d'un facteur 1.5 à 2 en 30 jours et en 8 jours en milieu contrôlé où la mise en saturation est continue ; sur le site 2 (faciès plus chloruré), il y a substitution progressive des ions chlorure par l'alcalinité. Les fortes teneurs en CO<sub>2</sub> favorisent la dissolution. Parallèlement, elle s'accompagne d'une hausse de calcium et magnésium dans les horizons de surface du site 1. Ces observations sont compatibles avec l'hypothèse de dissolution de calcite et sépiolite localisées dans les horizons supérieurs.

Quelques jours après la mise en eau pour le site 2 et une vingtaine de jours pour le site 1, la concentration de calcium chute. Ceci peut s'expliquer par l'épuisement des stocks de calcite qui étaient présents en surface. Il n'y a plus de source minérale du calcium. Celui-ci est donc rapidement adsorbé et sa concentration dans la solution baisse.

Dans le cas du site 1, La concentration en magnésium continue à augmenter sous l'effet la dissolution de sépiolite et des échanges. La seule hypothèse de dissolution de minéraux alcalins ne suffit pas à en revanche à expliquer l'augmentation d'alcalinité.

### 10.2.2 Les échanges cationiques

Pour les deux sites, la sodicité des horizons superficiels décroît selon le mécanisme décrit précédemment (cf.10.1.2). Entre -35 et +37 jours après le repiquage pour le site 1 et -14 à 42 jours pour le site 2, il y a diminution, pour les deux sites, de la quantité de sodium échangeable dans les 30 premiers

centimètres. A 30 cm la sodicité est constante. En profondeur, la sodicité du sol croît, conséquence de l'absence de phénomènes de dissolution et de l'arrivée d'ions sodium des horizons supérieurs.

En soustrayant des ions calcium et magnésium de la solution, les échanges permettent l'entretien des phénomènes de dissolution et contribuent donc à la production d'alcalinité dans le milieu tant que la source minéral existe.

### 10.2.3 Les processus d'oxydo-réduction

La forte augmentation de l'alcalinité observée pendant cette période pour les deux sites peut être attribuée à des réactions de réduction. Pour le site 2, l'évolution du faciès chloruré sodique vers un faciès carbonaté sodique alors qu'il y a diminution de la concentration de l'ensemble des cations en solution, ne peut s'expliquer que par une source d'alcalinité autre que la source minérale.

Aux valeurs de potentiels redox atteintes (100 à 150 mV) on peut supposer l'existence de réactions de réduction d'oxydes de manganèse et de fer.

La présence de manganèse réduit sur le complexe d'échange semble confirmer cette hypothèse. Après la forte baisse en début de saison, les valeurs de potentiel redox se stabilisent. La légère augmentation de  $pe$  en fin de saison et la baisse de  $pH$  simultanée, résulteraient de réactions de réduction sur la droite d'équilibre entre les formes oxydées et les formes réduites de fer (cf. 8.1.3).

Les évolutions générales observées dans un milieu confiné et en conditions réelles sont identiques ce qui confirme la similarité des processus chimiques mis en jeu. En revanche, du point de vue quantitatif, on note que les niveaux de réduction sont bien plus forts dans le premier cas. Dans les conditions de terrain, l'oxygène de la solution est renouvelé par infiltration d'eau ou mélange avec les eaux d'apport. L'activité racinaire prolongée peut également contribuer à la réoxygénation de la solution du sol.

### 10.2.4 Les mécanismes de transfert

Nous distinguerons les effets de mélange, les transferts diffusifs d'éléments de la solution du sol vers la lame d'eau et les transferts convectifs.

#### 10.2.4.1 Les mélanges entre l'eau d'apport et le sol mis en boue

Lors de la mise en place de la lame d'eau, même si elle est effectuée sans turbulence, il y a concentration immédiate de l'eau d'apport d'un facteur trois (in situ) à dix (milieu contrôlé). L'eau de lame prend alors les caractéristiques chimiques de la boue. Ceci peut être interprété comme la résultante d'un mélange et d'une diffusion très rapide puisqu'elle se fait entre deux milieux quasiment liquides.

#### 10.2.4.2 La dilution de la solution du sol par les irrigations

Les apports d'eau ont des effets diluants, non seulement sur la lame d'eau, mais aussi sur la solution de l'horizon superficiel du sol. Cet effet est marqué lorsqu'il s'agit d'apports conséquents : c'est le cas, à 20 et 40 jours après le repiquage, respectivement pour les sites 1 et 2, lors de l'irrigation visant à rehausser la lame d'eau au regard du développement du riz. Dans le cas du site 2, les effets se font sentir y compris en profondeur.

#### 10.2.4.3 La diffusion entre le sol et la lame d'eau

L'intensité du phénomène de diffusion est fonction d'un gradient de concentration entre deux milieux et de coefficients de diffusion caractéristiques de ces derniers. Les coefficients de diffusion de ces deux phases, liquide (lame) ou liquéfiée (boue) sont élevés et, dans notre cas d'étude, du fait du caractère concentré des sols, les gradients entre lame d'eau et sol sont forts. Les conditions sont donc réunies pour que ce phénomène de diffusion ne soit pas négligeable quant aux effets sur la modification de la chimie des deux phases.

Lorsqu'il n'y a pas de flux convectifs, pendant les semaines suivant la mise en place de la lame d'eau, les profils de concentration croissante pour l'eau de lame et décroissante pour le sol traduisent une dynamique de diffusion. Dans ces conditions, la diffusion est un moteur suffisamment puissant pour évacuer en quantités importantes l'alcalinité depuis la partie superficielle du sol vers la lame d'eau et permettre une déconcentration de ce sol (baisse de  $0.4 \text{ dS.m}^{-1}$  de la concentration soit approximativement  $4 \text{ meq.l}^{-1}$  d'alcalinité).

En milieu cultivé, on peut faire l'hypothèse que la diffusion se produit également tout au long de la saison puisque de forts gradients entre lame et sol sont conservés. Pendant les heures et jours qui suivent la mise en place de la lame d'eau, celle-ci se concentre régulièrement (d'un facteur 3 à 4 entre 3 à 10 jours) sous l'effet de la diffusion de sels du sol superficiel. L'eau de lame acquiert alors un faciès très carbonaté, identique à celui du sol et différent de celui de l'eau d'apport. Pendant les deux derniers tiers de la période de submersion, les apports d'eau accentuent le phénomène de diffusion en augmentant les gradients : ce dernier n'est cependant pas assez puissant pour renverser la tendance à la dilution de la lame d'eau dont le faciès se rapproche alors progressivement de celui de l'eau d'irrigation.

Ce phénomène de diffusion est probablement très localisé à la couche de sol travaillé dont l'épaisseur n'excède pas 12 cm sur les sites étudiés.

#### 10.2.4.4 Le lessivage gravitaire

Au cours de la saison, la quantité de sodium échangeable diminue en surface, reste globalement constante à 30 cm et augmente en profondeur. Cette évolution est surtout marquée pour le site 1. Compte-tenu des faibles concentrations en sodium de la nappe et de l'absence de source minérale libérant ce cation, on peut admettre que les ions fixés en profondeur proviennent de la surface par lessivage.

Dans le cas du site 2, la concentration de tous les solutés, à l'exception de l'alcalinité, diminue fortement pendant la première partie de cette période de submersion : cette baisse est forte en surface et plus faible en profondeur. Suite à l'humectation et à la mise en solution de ces ions, on observe un profil que l'on peut attribuer au résultat d'un lessivage : la concentration décroît successivement à 10, 20, 30 et 50-80 cm ce qui traduit bien un lessivage où chaque couche reçoit des apports de la couche supérieure, retardant ainsi la diminution de sa concentration. L'enrichissement des profils en alcalinité au détriment du chlorure ne signifie pas que l'alcalinité n'est pas lessivée mais que la résultante supposée du lessivage et de la production par dissolution de minéraux alcalins par exemple contribue à l'augmentation de l'alcalinité dans le milieu.

Pour le site 2, les flux d'infiltration sont possibles à ce moment, la nappe n'étant pas encore affleurante en tout début de submersion.

Dans le cas du site 1, les niveaux de concentration atteints un mois après humectation du sol dans des conditions de flux nuls (bacs) sont plus élevés de 40% environ que ceux observés *in situ*. Ce pourrait être, sur le terrain, l'effet d'un lessivage consécutif aux pré-irrigations.

### 10.3 La phase d'assec suivant la vidange finale

La vidange de la parcelle provoque l'assèchement du profil et le rabattement de la nappe. Cela provoque une diminution rapide des valeurs de  $pH$  suivie, après une semaine, d'une nouvelle augmentation. Le milieu se réoxyde et le potentiel redox augmente pour retrouver des niveaux équivalents à ceux du début de saison. La diffusion du  $CO_2$  vers l'atmosphère s'accélère ce qui explique la baisse de la  $pCO_2$ .

#### 10.3.1 La précipitation des minéraux

Après la vidange finale, la solution atteint de nouveau la saturation en calcite en surface : une précipitation de la calcite est donc probable comme celle des autres minéraux alcalins. Cela contribuerait à la baisse d'alcalinité.

### 10.3.2 Les échanges cationiques

La précipitation de minéraux a pour effet indirect la désorption de cations divalents et une nouvelle sodisation du sol. Celle-ci est particulièrement visible pour le site 2.

### 10.3.3 Les processus d'oxydo-réduction

Le désengorgement du sol provoque les réactions d'oxydation qui libèrent de l'acidité ce qui provoque une baisse rapide de  $pH$ .

### 10.3.4 Les mécanismes de transfert

Le sol est soumis à une forte évaporation. Cela entraîne probablement des remontées capillaires depuis la nappe qui se situe, au cours de la saison sèche, à un mètre de profondeur. Nous n'avons pas pu quantifier ces flux ascendants.

## 10.4 Impact des processus sur la salinisation des sols

Nous allons résumer ici l'impact, au cours de l'année, des mécanismes de transferts et des processus géochimiques sur l'alcalinité et la sodicité du sol.

Chaque pré-irrigation provoque la dissolution rapide de calcite et d'autres minéraux alcalins présents en surface ce qui entraîne une production d'alcalinité. Cela provoque aussi la diminution de la  $pCO_2$  et une augmentation du  $pH$ . Cette production est entretenue par les échanges cationiques qui contribuent à neutraliser les cations divalents. Il y a alors une baisse de la sodicité du sol.

Lors des périodes d'assèchement, les mécanismes inverses se produisent. Les processus de réduction sont limités du fait de l'alternance d'apport d'eau et d'assèchement du sol qui ne permet pas la mise en place de conditions réductrices suffisamment durables. Les flux verticaux sont possibles pendant cette période où la nappe n'est pas affleurante mais ils n'ont pas pu être quantifiés.

La submersion du sol combinée à la remontée de la nappe approvisionnée par des flux depuis les canaux d'irrigation provoque la saturation du sol. Ceci entraîne d'une part, l'augmentation des teneurs en  $CO_2$  dont la diffusion vers la surface est très fortement ralentie et, d'autre part, la mise en place de conditions réductrices. En conséquence, la dissolution des minéraux alcalins s'accroît et les processus de réduction deviennent importants. Ces derniers produisent de l'alcalinité. La dé-sodisation du sol se poursuit. Au début de la submersion, on peut observer le lessivage des éléments en solution (site 2). Cela contribue à évacuer de l'alcalinité du profil mais pas dans des proportions suffisantes par rapport

Rapport-Gratuit.com

## Conclusion

## 10.6 Apports de l'étude

### 10.6.1 La modélisation des processus hydro-géochimiques

**Couplage d'un modèle de transfert mécaniste et d'un modèle géochimique pour l'étude de la salinisation de sols irrigués** - Le modèle utilisé résulte d'un couplage entre un modèle mécaniste de transport monodimensionnel et un modèle géochimique intégrant les processus de précipitation/dissolution de minéraux et d'échanges cationiques. Le formalisme thermodynamique des processus géochimiques a été modifié pour prendre en compte la cinétique des réactions. Ces dernières ont été couplées au modèle de transport par l'introduction d'un terme puits/source dans l'équation de convection-dispersion. Le pas de temps est géré par le module le plus contraignant. Le modèle permet de prendre en compte des profils de  $p\text{CO}_2$  variables dans le temps. Il considère également une gamme de minéraux adaptée aux processus de salinisation neutre ou d'alcalinisation.

L'originalité de ce modèle est de réunir des options qui existent de façon fractionnée dans d'autres modèles. Il est adapté à l'étude de sols irrigués soumis à des phénomènes de salinisation neutre ou alcaline. Ce modèle numérique fondé sur des hypothèses mécaniques et thermodynamiques peut être transféré d'un contexte d'étude à un autre.

**Calage du modèle sur une colonne de sol non remanié** - Le modèle a été calé sur des observations d'infiltration faites sur un monolithe de sol de grande dimension. Les paramètres ajustés sont le coefficient de dispersion apparente et les coefficients cinétiques de chaque processus géochimique. Les valeurs obtenues après ajustement sont réalistes. La comparaison entre les simulations et les observations montrent que le modèle restitue très bien l'évolution de solutés non réactifs. Pour les éléments réactifs, les tendances évolutives sont voisines mais il subsiste des écarts entre les valeurs simulées et observées.

**Validation d'une méthode de caractérisation des processus d'échanges** - Dans les expérimentations d'infiltration sur le monolithe de sol, les mécanismes d'échanges sont prépondérants. Dans le modèle, le coefficient de sélectivité de chaque paire de cations est dépendant de la fraction de sodium échangeable. Les paramètres de cette relation ont été déterminés par des expérimentations indépendantes en "batch". La cohérence entre les évolutions observées et simulées valide cette procédure de détermination expérimentale des isothermes d'échange et de calcul des constantes de sélectivité.

### 10.6.2 Le fonctionnement hydro-géochimique des sols

**Identification des processus** - Nous avons étudié les processus géochimiques ayant un impact direct ou indirect sur les niveaux d'alcalinité et de sodicité du sol. En condition de flux (monolithe de sol), les processus d'échanges cationiques et, dans une moindre mesure, les processus de dissolution/précipitation ont été mis en évidence. Ces processus sont classiquement pris en compte dans l'étude de la salinisation des sols. Dans le cas des sols rizicoles, nous avons montré qu'ils ne suffisaient pas à expliquer les évolutions chimiques du sol pendant la saison de culture. Les processus d'oxydo-réduction doivent aussi être pris en compte pour expliquer les fortes hausses d'alcalinité pendant cette période.

**Mise en évidence de la cinétique des processus** - Les observations faites en milieu contrôlé (monolithe de sol) ont mis en évidence la cinétique d'échanges cationiques. Cette cinétique a été attribuée aux transferts des réactifs vers la surface d'échange, dont les étapes n'ont pu être mis en évidence. Dans le cas de l'étude d'un sol non remanié, il est donc indispensable de considérer une cinétique globale pour les mécanismes d'échanges cationiques.

Dans le cas d'un sol rizicole irrigué, nous avons observé des situations de non-équilibre chimique au cours de l'année. Celles-ci montrent l'existence de phénomènes cinétiques. Nous avons vu que la dissolution ou précipitation de calcite en début et fin de saison était rapide et que les processus d'oxydo-réduction avaient des cinétiques plus lentes. Nous avons également pu montrer que les transferts diffusifs de solutés du sol vers la lame d'eau n'étaient pas instantanés.

#### **Mise en évidence de l'impact des pratiques d'irrigation sur les processus hydro-géochimiques** -

Nous avons montré que l'intensité des processus géochimiques dépendait des pratiques d'irrigation des sols. Les sols cultivés uniquement pendant l'hivernage subissent une période de forte évaporation pendant la saison sèche ce qui favorise les remontées capillaires depuis la nappe et enrichit le sol en sels. La remise en eau de ces parcelles provoque la dissolution rapide de sels solubles. La saturation hydrique du profil de sol sous les effets combinés de la remontée de la nappe et des irrigations déclenche les processus d'oxydoréduction et accentue la dissolution des minéraux sous l'effet de la hausse des teneurs en  $\text{CO}_2$  dans le milieu. L'assec final provoque l'oxydation de certains éléments en solution ainsi que la précipitation de minéraux.

L'étude des processus géochimiques ne peut donc être menée sans considérer leur couplage avec les mécanismes de transferts. L'étude du fonctionnement du sol doit s'appuyer sur l'observation des

évolutions chimiques dans un système dont on connaît bien les conditions aux limites. Cela requiert en particulier de quantifier les flux au travers du profil de sol.

## 10.7 Limites de l'étude

### 10.7.1 La validation du modèle numérique

Le modèle a été calé sur un jeu de données issu d'une expérimentation de traçage d'un monolithe de sol en infiltration. Nous avons montré que ce calage permettrait de rendre compte des évolutions observées, ce qui vérifie la pertinence de la nature et des formalismes des processus choisis. Le modèle n'a en revanche pas été validé. Cette étape consisterait à vérifier l'ensemble formalismes+valeurs des paramètres ajustés sur une chronique d'observations indépendantes de celles du calage.

### 10.7.2 L'étude des processus

**Nature et impact des processus d'oxydo-réduction dans le cas des sols rizicoles** - Nous avons choisi d'étudier les processus géochimiques de précipitation/dissolution de minéraux, d'échanges cationiques et d'oxydo-réduction à l'échelle macroscopique du profil de sol. Nous avons vu que les réactions d'oxydo-réduction semblaient avoir un impact important sur l'alcalinité du milieu. Nous n'avons pas pu les caractériser au delà de la prise en compte de l'indicateur global de réduction, le potentiel redox.

Nous n'avons pas abordé l'effet de l'activité racinaire sur la solution du sol qui est supposée faible dans le cas des sols alcalins étudiés. Pour des sols moins concentrés l'impact de l'activité racinaire sur l'alcalinité du sol devrait être étudié.

**Nature et impact des processus de dégradation des propriétés structurales des sols** - Nous n'avons pas abordé la dégradation des propriétés structurales du sol qui peut intervenir dans les sols sodiques et conduire à leur induration. Dans le cas des sols rizicoles, cela n'est pas, en première analyse, un handicap et peut au contraire favoriser le maintien d'une lame d'eau en surface. En revanche, dans un système de rotation de culture où la culture de riz alterne avec d'autres cultures (le maraîchage à l'Office du Niger, par exemple), cette dégradation pourrait devenir pénalisante. Au même titre que les processus géochimiques, ces mécanismes de dégradation doivent être caractérisés et reliés aux autres processus.

## 10.8 Propositions pour des recherches futures

### 10.8.1 La modélisation

**La validation du modèle** - La validation du modèle reste très liée à la situation étudiée. Pour tester sa validité, il faut l'utiliser dans des situations contrastées. Cela peut être fait sur colonne de sol en infiltration à des flux variables, en évaporation ou sur des séquences couplées.

Le modèle doit aussi être testé sur le terrain selon une procédure identique à celle menée ici sur la colonne de sol (paramétrisation, calage et validation). Les résultats de simulation permettront d'une part d'apprécier la validité des processus retenus et d'autre part d'évaluer l'importance de ceux qui ne sont pas pris en compte par une analyse des écarts entre simulations et observations. Dans le cas des sols rizicoles, ce modèle n'intégrant, dans la version présentée ici, que les processus de précipitation/dissolution et d'échanges cationiques, permettra de quantifier l'effet des processus d'oxydo-réduction au cours du temps. L'utilisation de ce modèle qui ne prend en compte que les écoulements verticaux permettra aussi de tester la validité de l'hypothèse d'écoulements mono-dimensionnels dans le cas des sols rizicoles.

**L'utilisation du modèle dans des situations de sols cultivés** - Le nombre important de données nécessaires pour paramétrer, caler et valider ce type de modèle, la grande variabilité des environnements étudiés ou encore les hypothèses simplificatrices de modélisation rendent l'objectif de reproduction de la réalité très utopique. Sans reproduire fidèlement les situations observées, ce type de modèle doit pourtant être testé et utilisé sur des situations réelles. Ce sont des outils puissants pour aider à la compréhension du fonctionnement des sols et réaliser des prédictions sur l'évolution future d'un système de culture irrigué. Les résultats simulés doivent être discutés d'un point de vue davantage qualitatif que quantitatif. On peut alors, à partir de la comparaison de différents scénarii d'évolution, faire des recommandations aux utilisateurs (gestionnaires de périmètres irrigués, agriculteurs) sur des pratiques d'irrigation permettant de limiter la salinisation des sols.

### 10.8.2 L'étude des couplages entre processus

De nombreux travaux portent sur l'étude des processus biologiques, biochimiques, géochimiques ou encore les mécanismes de transfert d'eau et de solutés. Notre étude a montré la nécessité de considérer les interactions de certains de ces mécanismes pour en expliquer la résultante dans le sol. Les recherches futures devraient avancer dans ce sens et permettre, à partir des résultats existants, le couplage des processus géochimiques avec les processus biochimiques de réduction ou de production de  $\text{CO}_2$ , de l'activité

racinaire des plantes ou encore de l'évolution structurale des sols. Cela demande d'apprécier, à l'échelle du profil de sol, l'effet macroscopique de ces processus pour pouvoir étudier leur couplage avec les mécanismes de transfert. Cela nécessite également de hiérarchiser les processus selon l'importance de leurs effets sur l'alcalinité par exemple, afin de simplifier les systèmes dont la complexité augmente avec le nombre de processus considérés. L'utilisation d'un ou de plusieurs modèles numériques peut y aider.

## Bibliographie



## Bibliographie

- ABU-SHARAR, T. M., BINGHAM, F. T. & RHOADES, J. D. (1987). Reduction in hydraulic conductivity in relation to clay dispersion and disaggregation. *Soil Science Society of American Journal*, **51** :342–346.
- AL DROUBI, A., GRONDIN, J. L., FRITZ, B. & TARDY, Y. (1978). Calcul des équilibres dans le système  $\text{CaCO}_3\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ . Rappel des conditions de dissolution et de précipitation de la calcite. *Sci. géol. Bull.*, **31**(4) :195–202.
- APPELO, C. & POSTMA, D. (1993). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema. 479 p.
- AYERS, R. S. & WESTCOT, D. W. (1985). Water quality for agriculture. Food and Agriculture Organization, Irrigation and drainage paper 29.
- BARBERIO, L. & VALLES, V. (1992). Aspects géochimiques de l'alcalinisation des sols dans la vallée du Dallol Bosso (République du Niger). *Cahiers de l'ORSTOM, série pédologie*, **27**(2) :143–152.
- BARRAL, J. P. (1997). Rapport d'activités 1996-97. Evolution des sols sous irrigation à l'Office du Niger. La gestion de l'eau à l'Office du Niger. Institut d'Economie Rural. Programme Pôles Systèmes Irrigués, Travaux et Etudes 3.
- BARRAL, J. P. & DICKO, M. K. (1996). La dégradation des sols à l'office du Niger. Ministère français de la coopération, Institut d'Economie Rural, Travaux et études 1.
- BARRAL, J. P., MARLET, S., NDIAYE, M. K., VALENZA, A., DICKO, M., TANGARA, B. & GRILLOT, J. (1996). Fonctionnement des nappes en relation avec la dégradation des sols à l'office du Niger. PSI, I.E.R., Travaux et études 2.
- BAS, A. R. D. P. (1998). Etude environnementale -Office du Niger- Sous étude sur les aspects liés à l'hydrosystème et la productivité des sols. Rapport technique.
- BERTRAND, R. (1985). Sodisation et alcalinisation des sols de l'Office du Niger (Mali). CIRAD-IRAT, Rapport de mission, 25pp.

- BJERG, P. L., AMMENTROP, H. C. & CHRISTENSEN, T. H. (1993). Model simulations of field experiment on cation exchange-affected multicomponent solute transport in a sandy aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, **12** :291–311.
- BOIVIN, P., FAVRE, F. & MAEGHT, J. L. (1998). Les sols de la moyenne vallée du Sénégal : caractéristiques et évolution sous irrigation. *Etude et gestion des sols*, **5**(4) :235–246.
- BOURRIÉ, G. (1975). L'alcalinité et les équilibres de CO<sub>2</sub> dans les eaux naturelles. *Notes techniques de l'institut de géologie*, (2).
- BOYD, G., ADAMSON, A. W. & MYERS, L. S. (1947). Exchange adsorption of ions by organic zeolites. *Am. Chem. Soc. J.*, **69** :2836–2848.
- BUHMANN, D. & DREYBRODT, W. (1985). The kinetics of calcite dissolution and precipitation in geologically relevant situations of karst areas. 1. Open system. *Chemical geology*, **48** :189–211.
- CHEVERRY, C. (1974). *Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Dynamique des sels en milieu continental subaride dans les sédiments argileux et organiques*. Thèse de doctorat es science, Strasbourg.
- COATS, K. H. & SMITH, B. D. (1964). Dead end pore volume and dispersion in porous media. *Soc. Petrol. Eng. J. O.*, **4** :73–84.
- CONDOM, N. (1997). Salinisation, alcalinisation and sodification on irrigated area in Pakistan. Characterisation of the geochemical and physical processes and study on the impact of irrigation water on the processes by the use of a hydro-geochemical model. IIMI Research Paper 22.
- CONDOM, N., KUPER, M., MARLET, S., VALLÈS, V. & KIJNE, J. (1999). Salinization, alkalization and sodification processes in Punjab (Pakistan). Characterisation of geochemical and physical processes of soil degradation. *Land Degradation and Development*, **10** :123–140.
- DANCE, J. T. & REARDON, E. J. (1983). Cation migration in the dispersion test. Dans : *Migration of contaminants in groundwater at a landfill : a case study* / Cherry, J. A. (réd.), tome 63, p. 109–130, *Journal of Hydrology* (special issue).
- DICKO, M. K. (1999). Etude de l'impact des mécanismes bio-géochimiques sur le bilan de l'alcalinité des sols submergés. Cas d'un sol sableux de l'Office du Niger. CIRAD. Mémoire de D.E.A.
- FABRIOL, R., SAUTY, J. P. & OUZOUNIAN, G. (1993). Coupling geochemistry with a particle tracking transport model. *Journal of Contaminant Hydrology*, **13** :117–129.

- FAVRE, F. (2000). *Interactions entre oxydoréduction et dynamiques salines dans un vertisol irrigué par submersion*. Thèse de doctorat, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Département de Génie Rural, 157 pp.
- FEDDES, R. A., KABAT, P., VAN BAKEL, P. J. T., BRONSWIJK, J. & HALBERTSMA, J. (1988). Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone. State of the art. *Journal of Hydrology*, **100** :69–111.
- FRIED, J. & COMBARNOUS, M. A. (1971). Dispersion in porous media. *Advances in hydrosciences*, **7** :169–282.
- FRITZ, B. (1981). Etude thermodynamique et modélisations hydrothermales et diagénétiques. *Sciences Géologiques, Mémoires*, **65** :197.
- GAINES, G. L. & THOMAS, H. C. (1953). Adsorption studies on clay minerals : II. A formulation of the thermodynamics of exchange adsorption. *J. Chem. Phys.*, **21** :714–718.
- GAPON, E. (1933). On the theory of exchange adsorption in soils. *J. Gen. Chem. USSR (Eng. Translation)*, **3** :144–163.
- GAUDET, J. P. (1978). *Transfert d'eau et de solutés dans les sols non saturés. Mesures et simulation*. Thèse de doctorat. Université de Grenoble.
- GAUDET, J. P., JEGAT, H., VACHAUD, G. & WIERENGA, P. J. (1977). Solute transfer with exchange between mobile and stagnant water through unsaturated sand. *Soil Science Society America Journal*, **41**(4) :665–671.
- GOTOH, S. & PATRICK JR., W. (1974). Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil Science Society of America Journal*, **38** :66–71.
- GÉRARD, F., CLÉMENT, A. & FRITZ, B. (1998). Numerical validation of a eulerian hydrochemical code using a 1D multisolute mass transport system involving heterogeneous kinetically controlled reactions. *Journal of Contaminant Hydrology*, **30** :201–216.
- HAMMECKER, C., CONDOM, N., MAEGHT, J. & BOIVIN, P. (Submitted). Determination of unsaturated soil hydraulic and solute transfert parameters on soil monolith.
- HARTER, R. (1991). Kinetics of sorption/desorption processes in soil. Dans : *Rates of soil chemical processes* / Sparks, D. L. & Suarez, D. (réds.), SSSA special publication.
- HEGELSON, H. C. (1968). Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. I. Thermodynamic relations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**(853-877).

- HERTZOG, J. (1983). *Boissons ménagères, vins-apéritifs, liqueurs, sirops. Vieilles recettes de nos villages.* 97 p.
- HOOGEMOED, W. B. (1994). Methods of managing problems in crusting and hardsetting soils. Dans : *Second international symposium on sealing, crusting, hardsetting soils : productivity and conservation*, Queensland, Australia.
- HÖRST, J., HÖLL, W. H. & EBERLE, S. H. (1990). Application of surface complex formation model to exchange equilibria on ion exchange resins. Part I. Weak acid resin. *React. Polym.*, **13** :209–231.
- HUTSON, L. & WAGENER, R. J. (1992). LEACHM : Leaching Estimation And Chemistry Model. New York State College of Agriculture and Life Sciences, Cornell University. Department of Soil, Crop and Atmospheric Sciences, Rapport technique.
- INSKEEP, W. P. (1985). An evaluation of rate equations for calcite precipitation kinetics at pCO<sub>2</sub> less than 0.01 atm and pH greater than 8. *Geochemica et Cosmochimica*, **49** :2165–2180.
- JARDINE, P. M. & SPARKS, D. L. (1984). Potassium-cation exchange in a multiple reactive soil system : I. Kinetics. *Soil Science Society America Journal*, **48** :39–45.
- JURINAK, J. J. (1990). The chemistry of salt affected soils and waters. Dans : *Agricultural salinity assessment and management* / Tanji, K. K. (éd.), American society of civil engineers, New York, USA.
- KUPER, M. (1997). *Irrigation management strategies for improved salinity and sodicity control*. Ph. D.
- 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.
- MADÉ, B. (1991). *Modélisation thermodynamique et cinétique des réactions géochimiques dans les interactions eau-roche*. Doctorat, Institut de géologie, 266 pp.
- MADÉ, B., CLÉMENT, A. & FRITZ, B. (1994). Modeling mineral/solution interactions : the thermodynamic and kinetic code KINDIS. *Computers and Geosciences*, **20**(9) :1347–1363.
- MANGOLD, D. C. (1991). A summary of subsurface hydrological and hydrogeochemical models. *Rev. Geophys.*, **29**(1) :51–79.
- MARAUX, F. (1994). *Modélisation mécaniste et fonctionnelle du bilan hydrique des cultures. Le cas des sols volcaniques du Nicaragua*. Doctorat, INAPG.
- MARAUX, F. & LAFOLIE, F. (1998). Modeling soil water balance of a maize-sorghum sequence. *Soil Science Society of America Journal*, **62** :75–82.

- MARLET, S. (1996). *Alcalinisation des sols dans la vallée du fleuve Niger (Niger). Modélisation des processus physico-chimiques et évolution des sols sous irrigation*. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, 196pp.
- MARLET, S., AVENTURIER, A., CONDOM, N. & SZWARC, M. (A soumettre). Cation exchange in sodic soils.
- MARLET, S. & N'DIAYE, M. K. (1998). Evolution temporelle et variabilité spatiale des indicateurs de la dégradation des sols par alcalinisation et sodisation de l'Office du Niger- Tome 1, synthèse. Pôle Systèmes Irrigués, Etude et travaux 8.
- MARLET, S., TANGARA, B. & OUVRY, F. (1998a). Bilan des eaux et des sels à l'échelle des périmètres irrigués à l'Office du Niger. Pôles Systèmes Irrigués, Compte-rendu d'expérimentation.
- MARLET, S., VALLÈS, V. & BARBERIO, L. (1996). Field study and simulation of geochemical mechanisms of soil alkalisation in the Sahelian zone of Niger. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 10 :243–256.
- MARLET, S., VALLÈS, V., LAFOLIE, F. & CONDOM, N. (1998b). Hydrogéochemical modeling : a suitable approach to predict the effect of irrigation on soil salinity, sodicity and alkalinity. Dans : *16th ISSS World Congress*.
- MCNEAL, B. L. & COLEMAN, N. T. (1966). Effect of solution composition on soil hydraulic conductivity. *Soil Science Society America Proceedings*, 30 :308–312.
- MOHRATH, D., BRUCKLER, L., BERTUZZI, P., GAUDU, J. C. & BOURLET, M. (1997). Error analysis of an evaporation method for determining hydrodynamic properties in unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal*, 61 :725–735.
- 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 de doctorat, INP.
- NEEL, C. (1996). *Modélisation couplée du transfert et des transformations de l'azote : paramétrisation et évaluation d'un modèle en sol nu*. Thèse de doctorat, Université de Pierre et Marie Curie, 254 pp.
- NICHOLSON, R. V., GILLHAM, R. W. & REARDON, E. J. (1988). Pyrite oxidation in carbonate-buffered solution. 1. Experimental kinetics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52(52) :1077–1085.
- NORDSTROM, D. K., PLUMMER, L. N., LANGMUIR, BUSENBERG, D., MAY, E., JONES, B. F. & PARKHURST, D. L. (1990). Revised chemical equilibrium data for major water-mineral reactions and

- their limitations. Dans : *Chemical modelling of aqueous systems* / Melchior, D. C. & Bassett, R. L. (réds.), tome II, p. 398–413.
- ORSINI, L. & REMY, J. C. (1976). Utilisation de chlorure de Cobaltihexamine pour la détermination simultanée de la capacité d'échange cationique et des bases échangeables. *Bulletin AFES*, **4** :269–275.
- OUVRY, F. & MARLET, S. (1999). Suivi de l'irrigation et du drainage. Etude des règles de gestion de l'eau et bilans hydro-salins à l'Office du Niger (cas de la zone de Niono, Mali)- annexes. Pôles Systèmes Irrigués, Rapport technique.
- PETRUZZELLI, D., HELFFERICH, F. G. & LIBERTI, L. (1991). Ion exchange kinetics on reactive polymers and inorganic constituents. Dans : *Rates of soil chemical processes* / Sparks, D. L. & Suarez, D. (réds.), p. 95–118, SSSA special publication.
- PLUMMER, L. N., PARKHURST, D. L. & WIGLEY, T. M. (1979). Critical review of the kinetics of calcite dissolution and precipitation. Dans : *Chemical modelling in aqueous systems*, tome Serie 93, p. 537–573, American Chemical Society, symposium.
- PONNAMPERUMA, F., TIANCO, E. M. & LOY, T. (1967). Redox equilibria in flooded soils : I. The iron hydroxide systems. *Soil Science*, **103**(374-382).
- PONNAMPUREMA, F. N. (1972). The chemistry of submerged soils. *Adv. Agronomy*, **24** :29–96.
- REYNOLDS, W. D. & ELRICK, D. E. (1985). In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the a-parameter using the Guelph Permeameter. *Soil Science*, **140**(4) :292–302.
- RIEU, M., TOUMA, J. & GHEYI, H. R. (1991). Sodium-calcium exchange on Brazilian soils : modeling the variation of selectivity coefficient. *Soil Science Society America Journal*, **55** :1294–1300.
- ROGNON, P. (1989). *Biographie d'un désert*. Plon scientifique. Paris. 343 p.
- SAUTY, J. P., BOURG, A. C. M., JEAN, P. & RICHARD, F. (1989). Miss : a coupled model of water chemistry and hydrodispersive transports in aquifers. Dans : *Groundwater Contamination : use of models in decision making* / Jousna, G. & al. (réds.), p. 395–405, Kluwer Academic Publishers.
- SERVANT, J. (1986). Dynamique des sels à la surface du globe : la salinisation des sols. Dans : *Seminaire drainage et salinité* / AFEID (éd.), p. 99–152, Montpellier, France.
- SIMUNEK, J. & SUAREZ, D. L. (1994). Two dimensional transport model for variably saturated porous media with major ion chemistry. *Water Resources Research*, **30**(4) :1115–1133.
- SMETS, S. M. P., KUPER, M., VAN DAM, J. C. & FEDDES, R. A. (1997). Salinization and crop transpiration of irrigated fields in Pakistan's Punjab. *Agricultural Water Management*, **35** :43–60.

- SMETTEN, K. & CLOTHIER, B. (1991). Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disk permeameters. *Journal of Soil Science*, **40**(563-568).
- SO, H. B. & AYLMOORE, L. G. A. (1993). How do sodic soils behave? The effects of sodicity on soil physical behaviour. *Australian Journal of Soil Research*, **31** :761–777.
- SPOSITO, G. & MATTIGOD, S. V. (1979). *GEOCHEM : a computer program for calculating chemical equilibria in soil solutions and other natural water systems*. University of California. 210 p.
- STUMM, W. & MORGAN, J. (réds.) (1981). *Aquatic Chemistry*, 2nd edition. Wiley and Sons, New York. Pages p.
- SUAREZ, D. L. (1981). Relation between pHc and Sodium Adsorption Ratio (SAR) and an alternative method of estimating SAR of soil or drainage waters. *Soil Science Society American Journal*, **45** :469–475.
- SUAREZ, D. L. & SIMUNEK, J. (1993). Modeling of carbon dioxide transport and production in soil. 2. Parameter selection, sensitivity analysis and comparison of model predictions to field data. *Water Resources Research*, **29**(2) :499–513.
- SUAREZ, D. L. & SIMUNEK, J. (1997). UNSATCHEM : unsaturated water and solute transport model with equilibrium and kinetic chemistry. *Soil Science Society of America Journal*, **61** :1633–1646.
- SUMNER, M. E. (1993). Sodic soils : new perspectives. *Australian Journal of Soil Research*, **31** :683–750.
- TABET, D. H. (1999). *Intérêt d'une approche spatiale pour le suivi de la salinité des sols dans les systèmes irrigués. Cas de la subdivision de Chistian dans le Punjab (Pakistan)*. Thèse de doctorat, Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 325 pp.
- TOURÉ, A., ZANEN, S. & KONÉ, N. (1997). La restructuration de l'Office du Niger. Contribution de Arpon III. Coopération néerlandaise. Office du Niger, Rapport technique.
- TYAGI, N. (1996). Salinity management in irrigated agriculture. Dans : *Sustainability of irrigated agriculture* / Pereira, L. S. (éd.), p. 345–358.
- VALENZA, A. (1996). *Rôle des eaux souterraines et d'irrigation dans les processus de salinisation-alcalinisation des sols en zone sahélienne : cas du Delta Intérieur du Niger (MALI)*. Diplôme d'Etudes Approfondies, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

- VALLES, V. (1985). *Etude et modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Toulouse, 146pp.
- VALLES, V., N'DIAYE, M., BERNADAC, A. & TARDY, Y. (1989). Geochemistry of waters in the Kouroumari region, Mali ; Al, Si, and Mg in waters concentrated by evaporation : development of a model. *Arid Soil Research*, **3** :21–39.
- VALLÈS, V. & BOURGEAT, F. (1988). Geochemical determination of the gypsum requirement of cultivated sodic soils. I. Development of the thermodynamic model GYPSOL simulating the irrigation water-soil chemical interaction. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, **44**(3) :157–163.
- VALLÈS, V. & DECOCKBORNE, A. M. (1992). Elaboration d'un logiciel de géochimie appliqué à l'étude de la qualité des eaux. Dans : *Altération et restauration de la qualité des eaux continentales*, p. 27–30, Port-Leucate.
- VALOCCHI, A. J., ROBERTS, P. V., PARKS, G. A. & STREET, R. L. (1981). Simulation of the transport of ion exchanging solutes using laboratory-determined chemical parameter values. *Ground Water*, **19** :600–607.
- VAN BEEK, C. & VAN BREEMEN, N. (1973). The alkalinity of alkali soils. *Journal of Soil Science*, **24**(1) :129–136.
- VAN DEN BROEK, J. B., VAN DAM, J. C., ELBERS, J. A., FEDDES, R., HUYGEN, J., KABAT, P. & WESSELINK, J. G. (1994). SWAP 93, input instructions manual. Department of water resources-Wageningen Agricultural University, Rapport technique 45.
- VAUCLIN, M. (1994). Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Revue des sciences de l'eau*, **7** :81–102.
- WARFVINGE, P. & SVERDRUP, H. (1989). Modeling limestone dissolution in soils. *Soil Science Society America Journal*, **53** :44–55.
- WOLERY, T. J., J., J. K., BOURCIER, W. L., BURTON, C., VIANI, B., KNAUSS, K. G. & DELANY, J. M. (1990). Current status of the eq 3/6 software package for geochemical modeling. Dans : *Chemical Modeling of aqueous systems* / Melchior, D. C. & Bassett, R. L. (réds.), tome 416, p. 104–116, Assoc. Chem. Soc. Symp. Series.
- YEH, G. & TRIPATHI, V. S. (1991). A model for simulating transport of reactive multispecies components : model development and demonstration. *Water Resources Research*, **27**(12) :3075–3094.

- ZIMMER, D. (1997). Compte rendu de mission à l'office du Niger, Niono, Mali en appui au Pole Systèmes Irrigués-CORAF. CEMAGREF, Antony, France, Mission.

## **Annexes**

## 10.9 Principales classifications des modèles

Les modèles de transport d'une espèce chimique dans un milieu poreux, qui sont le plus fréquemment utilisés, peuvent être classés en trois grandes catégories (Vauclin, 1994) : 1- les modèles déterministes mécanistes ; 2- les modèles déterministes fonctionnels, et, enfin 3- les modèles stochastiques.

**Les modèles déterministes mécanistes** Ces modèles sont conceptuels et déterministes, car ils s'appuient sur une description déterministe des processus modélisés et requièrent la détermination des valeurs de paramètres ou de conditions initiales, et, mécanistes, car ils sont fondés sur des équations provenant des lois de la physique.

Les équations de Richards ou de convection-dispersion, présentés dans le chapitre 4 en sont deux exemples très largement répandus. L'équation de transport des solutés peut intégrer des termes traduisant les réactions homogènes et hétérogènes ayant un impact sur la concentration des éléments en solution.

Si ces termes sont nuls, c'est un modèle de transport non-réactif. Dans le cas contraire, c'est un modèle de transport réactif.

**Les modèles déterministes fonctionnels** Ces modèles sont de type capacitif : le sol est considéré comme un empilement de réservoirs au sein duquel des réactions de natures géochimique ou biologique peuvent se produire. Les transferts se font entre réservoirs sur la base de conservation de la masse et d'une loi de passage d'un réservoir à l'autre. Le nombre de paramètres est beaucoup plus réduit que dans le cas précédent.

**Les modèles stochastiques** Les processus de transfert sont ici quantifiés en considérant que les propriétés du sol sont caractérisées par des distributions statistiques.

## 10.10 Comparaison de trois modèles mécanistes couplés

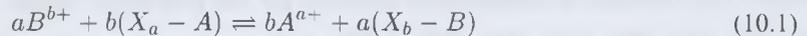
NOM	COUPLAGE PASTIS/AQUA	LEACHM	UNSATCHEM
Référence	(Marlet, 1996)	(Hutson and Wagener, 1992)	(Simunek and Suarez, 1994), (Suarez and Simunek, 1997)
MODULE DE TRANSFERT	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Transport d'eau</li> <li>• Transfert de solutés</li> <li>• Transfert de chaleur</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Monodimensionnel</li> <li>• Eq. de Richards (différences fines)</li> <li>• Eq. convection/dispersion (différences fines)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Monodimensionnel</li> <li>• Eq. de Richards (éléments finis)</li> <li>• Eq. convection/dispersion (éléments finis)</li> </ul>
COUPLAGE	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Appel du module géochimique par le module de transport sans itération</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Appel du module géochimique par le module de transport sans itération</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Itérations entre les module de transport et de géochimie</li> </ul>
MODULE GÉOCHIMIQUE	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Spéciation ionique</li> <li>• Echanges cationiques</li> <li>• Phénomènes d'oxydoréduction</li> <li>• Précipitation/dissolution de minéraux</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Loi de Debye Hückel</li> <li>• <i>ca n est pas ds le rapport leachm'</i></li> <li>• Coefficients de selectivité constant (Gapon, 1933)</li> <li>• non</li> <li>• Calcul des produits ioniques et des écarts à la saturation</li> <li>• Calcite, gypse</li> <li>• Non cinétique</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Loi de Debye Hückel étendue aux solutions salines (Truesdell and Jones, 1974)</li> <li>• Trois couples cationiques : Ca-Na, Ca-Mg et Ca-K</li> <li>• Pour Ca-Na et Ca-Mg : valeurs de constantes de selectivité calculées à partir d'un modèle intégrant les selectivités minérales et organiques ((Suarez and Wood, 1993),(Suarez , et al, 1994))</li> <li>• Pour Ca-K : coefficient de selectivite constant (Gapon, 1933)</li> <li>• non</li> <li>• Calcul des produits ioniques et calcul des écarts à la saturation</li> <li>• Calcite, sépiolite, nesquehonite, hydromagnésite, dolomite et silicates.</li> <li>• Cinétiques prises en compte</li> </ul>

FIG. 10.1: Comparaison des caractéristiques de trois modèles mécanistes couplés

## 10.11 Détermination expérimentale des coefficients de selectivité pour des échanges cationiques binaires

**Le formalisme théorique** - Nous présentons ici la méthode proposée par Rieu *et al.* (1991) pour la détermination des coefficients de selectivité de Gaines et Thomas, calculée pour des échanges binaires.

L'échange de deux cations A et B, de valence a, et B, de valence b, entre la solution et l'échangeur X peut s'écrire comme :



Pour des échanges monovalents ou divalents, on peut expliciter le coefficient de selectivité de Gaines et Thomas  $K_{A/B}^{GT}$  à partir de la relation thermodynamique (1.9) :

$$K_{A/B}^{GT} = \frac{[A^{a+}]^b \cdot E_B^a}{[B^{b+}]^a \cdot E_A^b} \quad (10.2)$$

avec  $E_A = \frac{a \cdot N_A}{a \cdot N_A + b \cdot N_B}$ ,  $N_A$  et  $N_B$ , molalités ( $\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) des cations sur le complexe d'échange. Le coefficient de selectivité traduit un équilibre qui est dépendant de la nature minéralogique des constituants du sol et de la composition du complexe d'échanges.

Gaines & Thomas (1953) propose alors le calcul de la constante d'équilibre  $K$  de la réaction d'échange en moyennant le coefficient de sélectivité sur l'ensemble de la gamme de la composition du complexe d'échange.

$$\ln K = b - a + \int_0^1 \ln K_{A/B}^{GT} \cdot dE_A \quad (10.3)$$

Rieu *et al.* (1991) propose la relation linéaire suivante entre le rapport des fraction échangeables et le rapport des activités en solution :

$$\frac{E_A^b}{E_B^a} = \alpha \cdot \left[ \frac{(A)^b}{(B)^a} \right]^\beta \quad (10.4)$$

avec  $(A)$  et  $(B)$ , les activités des cations A et B.

Des équations (10.2) et (10.4), il vient :

$$K_{GT} = \alpha^{-\frac{1}{\beta}} \cdot \left[ \frac{E_A^b}{(1 - E_A)^a} \right]^{\left(\frac{1-\beta}{\beta}\right)} \quad (10.5)$$

On peut alors calculer  $K$  en combinant (10.3) et (10.5)

$$\ln K = \frac{-1}{\beta} \cdot \ln(\alpha) + (b - a) \cdot \left(1 - \frac{1 - \beta}{\beta}\right) \quad (10.6)$$

**Détermination expérimentale des isothermes d'échanges** - Nous avons utilisé le protocole établi par Marlet (1996). 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 concentration totales : 0.02N, 0.05N et 0.1 N. 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 chlorure. 5g 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.

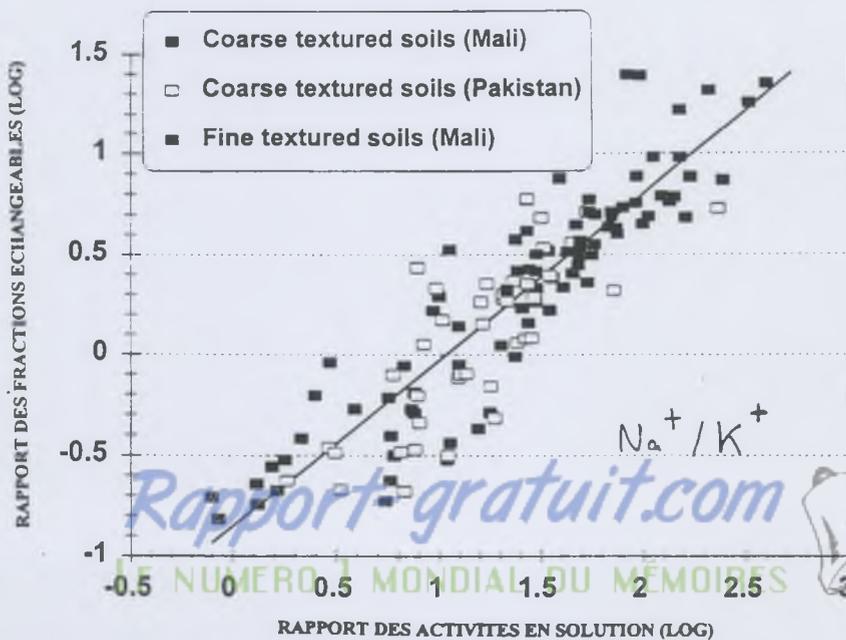
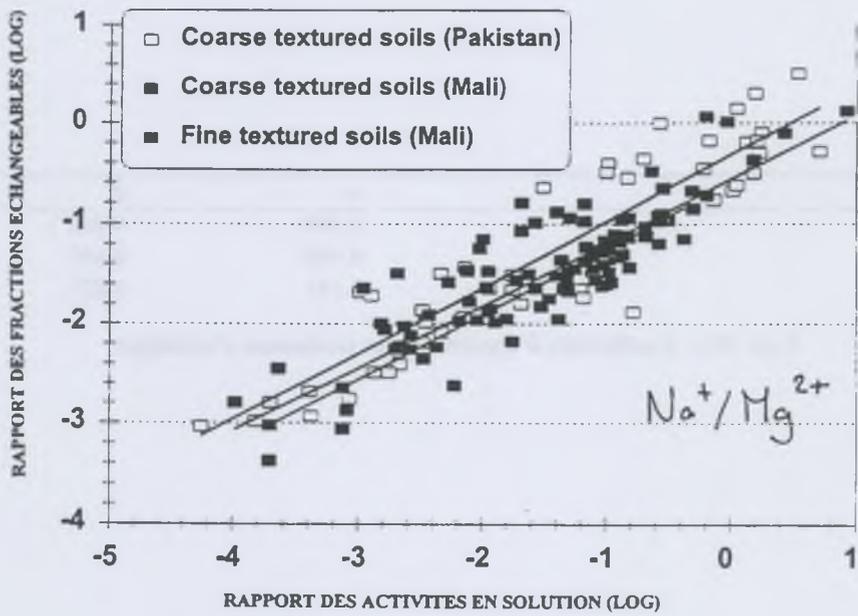
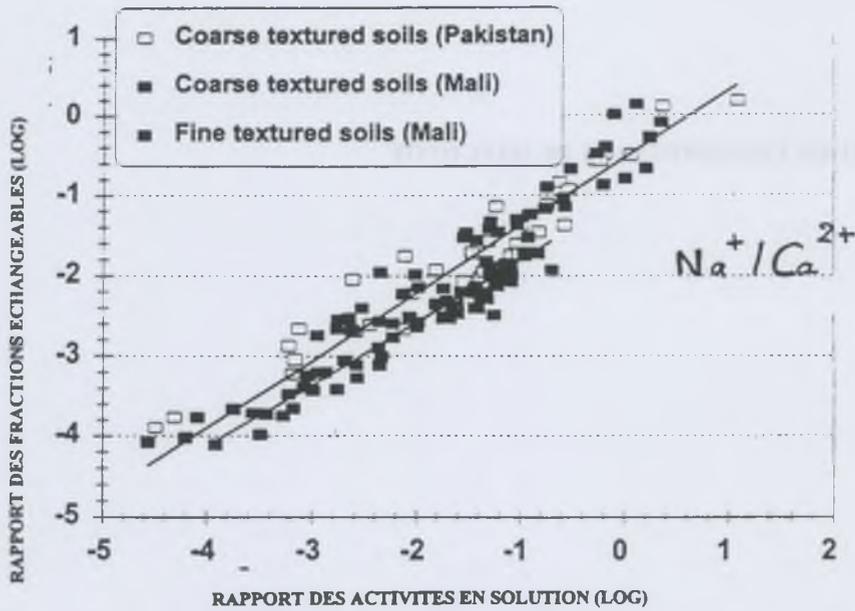
Après centrifugation à 20 degrés C., l'opération est renouvelée jusqu'à ce que la composition de la solution finale demeure constante. On contrôle le pH à la fin de chaque cycle. On sépare le surnageant du culot. Les molarités en sodium et calcium sont dosées dans le surnageant. l'extraction des ions sodium et calcium est réalisée par rinçage de 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, 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 ont été calculées à partir des concentrations par le logiciel AQUA.

**Les résultats obtenus sur les sols du Mali** - Les ajustements linéaires (équation 10.4) sont représentés sur les figures suivantes pour les trois couples de cations  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  et pour un ensemble de sols provenant du Mali, du Niger et du Pakistan (Marlet *et al.*, A soumettre). Les coefficients linéaires  $\alpha$  et  $\beta$  choisis pour le calage du modèle sur monolithe de sol proviennent de l'ajustement sur l'ensemble des sols sableux du Mali pour les couples  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$  et sur l'ensemble des sols (toutes textures confondues) du Mali pour  $\text{Na}^+/\text{K}^+$ .

	$\alpha$	$\beta$
Na-Ca	0.298	0.842
Na-Mg	0.490	0.663
Na-K	0.141	0.827

TAB. 10.1: Coefficients d'ajustement des isothermes d'échanges



### 10.12 Caractéristiques chimiques du monolithe de sol avant et après le traçage

	solution traçante	Caractéristiques initiales					Caractéristiques finales				
meq/l	a964	a936	a937	a938	a939	a940	a1043	a1044	a1045	a1046	a1047
Niveau		05 cm	15 cm	25 cm	35 cm	45 cm	05 cm	15 cm	25 cm	35 cm	45 cm
Date		08/12/98	08/12/98	08/12/98	08/12/98	08/12/98	25/01/99	25/01/99	25/01/99	25/01/99	25/01/99
Br-	0.000	0.034	0.022	0.023	0.030	0.040	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl-	20.953	0.029	0.033	0.083	0.047	0.074	20.436	22.627	20.731	22.244	18.860
SO4--	0.000	0.019	0.020	0.024	0.051	0.551	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NO2	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NO3-	0.000	0.022	0.032	0.025	0.111	0.442	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
NH4+	0.000	0.000	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K+	0.000	0.437	0.389	0.444	0.255	0.073	0.836	1.446	1.472	1.456	1.183
Ca++	21.0	0.156	0.207	0.337	0.156	0.212	18.083	14.645	17.082	17.768	15.036
Na+	0.101	5.177	5.675	5.728	5.059	8.700	0.282	0.446	0.666	1.236	2.676
Mg++	0.350	0.414	0.460	0.588	0.310	0.238	7.023	9.722	9.536	10.178	7.946
SC	21.45	6.183	6.731	7.141	5.779	9.224	26.224	26.258	28.756	30.638	26.841
Cinorg (COlemètre)	0.505	4.625	4.965	5.465	4.583	4.138	0.780	0.835	0.898	0.960	1.200
Alcalinité calculée	0.5	6.079	6.626	6.986	5.540	8.117	5.789	3.631	8.025	8.394	7.981
Corg	10.570	9.448	11.750	34.860	9.447	28.860	6.539	5.965	7.145	8.672	8.604
CRA	-20.602	5.923	6.419	6.649	5.384	7.905	-12.294	-11.014	-9.057	-9.374	-7.055
RSC	-20.852	5.509	5.958	6.061	5.075	7.667	-19.317	-20.736	-18.593	-19.552	-15.001
CE(dS/m)	2.250	0.520	0.530	0.500	0.450	0.530	2.310	2.520	2.410	2.610	2.240

FIG. 10.2: Caractéristiques chimiques de la solution du monolithe de sol avant et après le traçage

### 10.13 Résultats des écarts entre simulations et tests de sensibilité

Pour chaque simulation, l'erreur quadratique moyenne est calculée par rapport aux valeurs des éléments en solution.

L'EQM est présentée dans le tableau ci-dessous ainsi que le signe de la moyenne des écarts qui permet d'apprécier si, globalement, la simulation surestime (signe +) ou sousstime (signe -) les résultats observés.

Simulation	EQM	Signe
Simulation 1	0.0012	+
Simulation 2	0.0008	-
Simulation 3	0.0015	+
Simulation 4	0.0005	-
Simulation 5	0.0010	+
Simulation 6	0.0007	-
Simulation 7	0.0013	+
Simulation 8	0.0009	-
Simulation 9	0.0011	+
Simulation 10	0.0006	-
Simulation 11	0.0014	+
Simulation 12	0.0004	-
Simulation 13	0.0016	+
Simulation 14	0.0003	-
Simulation 15	0.0017	+
Simulation 16	0.0002	-
Simulation 17	0.0018	+
Simulation 18	0.0001	-
Simulation 19	0.0019	+
Simulation 20	0.0000	-

Constante cinétique d'échanges (eq.l <sup>-1</sup> .h <sup>-1</sup> )	5.10 <sup>-10</sup>	5.10 <sup>-6</sup>	3.10 <sup>-5</sup>	5.10 <sup>-5</sup>	8.10 <sup>-5</sup>	5.10 <sup>-4</sup>	5.10 <sup>-3</sup>
Référence	éch1 cal0812c	éch2 cal0812c	éch3 cal0812d	éch4 cal0812a	éch5 cal0812f	éch6 cal0812b	éch7 cal1712a
Variable observée							
Ca <sup>2+</sup>	59.15 (+)	31.08 (+)	1.57 (+)	0.65 (-)	5.25 (-)	40.82 (-)	53.73 (-)
Mg <sup>2+</sup>	38 (-)	38.34 (-)	19.01 (-)	9.73 (-)	3.5 (-)	6.47 (+)	13.64 (+)
Na <sup>+</sup>	6.6 (-)	2.8 (+)	5.78 (+)	7.26 (+)	5.63 (+)	10.83(+)	13.78 (+)
K <sup>+</sup>	0.93 (-)	0.75 (-)	0.29 (-)	0.19 (-)	0.13 (-)	0.10 (-)	0.13 (-)
Alcalinité	0.18 (+)	0.18 (+)	0.18 (+)	0.18 (+)	0.18 (+)	0.18 (+)	0.18(+)
Alcalinité résiduelle	89.80	57.64	42.31	46.24	50.44	53.63	55.49
Cl <sup>-</sup>	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)

Alcalinité résiduelle = Alcalinité-Ca<sup>2+</sup>-Mg<sup>2+</sup>-K<sup>+</sup>

TAB. 10.2: EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de la constante cinétique d'échange

Référence	éch8 cal0912a	éch4 cal0812a	éch9 cal0912b
Fraction échangeable	0.27	0.395	0.642
Variable observée			
Ca <sup>2+</sup>	3.07 (-)	0.65 (-)	0.51 (+)
Mg <sup>2+</sup>	4.8 (-)	9.73 (-)	16.29 (-)
Na <sup>+</sup>	7.93 (+)	7.26 (+)	6.86 (+)
K <sup>+</sup>	0.19 (-)	0.19 (-)	0.18 (-)
Alcalinité	0.18 (+)	0.18 (+)	0.18(+)
Alcalinité résiduelle	46.93 (-)	46.24 (-)	45.68 (-)
Cl <sup>-</sup>	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)

Alcalinité résiduelle = Alcalinité-Ca<sup>2+</sup>-Mg<sup>2+</sup>-K<sup>+</sup>

TAB. 10.3: EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de la fraction initiale de calcium échangeable

Référence	Min1 cal012d	Min2 cal012b	Min3 cal012c	Min4 ca2012b	Min5 ca2012c	Min6 ca2012a	Min7 cal012e	Min8 cal012f
Constante cinétique calcite	$1.2 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-6}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$					
Silicates	$1.2 \cdot 10^{-9}$	$1.2 \cdot 10^{-8}$	$1.2 \cdot 10^{-7}$	$1.2 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-6}$	$1.2 \cdot 10^{-5}$	$1.2 \cdot 10^{-7}$	$1.2 \cdot 10^{-7}$
Variable observée								
Ca <sup>2+</sup>	5.21 (-)	5.29 (-)	5.85 (-)	6.95 (-)	7.98 (-)	8.45 (-)	5.22 (-)	6.05(-)
Mg <sup>2+</sup>	3.61 (-)	3.47 (-)	3.17 (-)	2.78 (-)	1.75 (-)	1.49 (-)	3.06 (-)	3.17 (-)
Na <sup>+</sup>	8.72 (+)	8.81 (+)	9.49 (+)	10.51 (+)	10.16 (+)	9.83 (+)	9.46(+)	9.49 (+)
K <sup>+</sup>	0.13 (-)	0.13 (-)	0.13 (-)	0.17 (-)	0.29 (-)	0.34(-)	0.13 (-)	0.13 (-)
Alcalinité	0.19 (+)	0.19 (+)	0.19 (+)	0.22 (+)	0.34 (+)	0.13 (+)	0.19 (+)	0.22 (+)
Alcalinité résiduelle	49.46 (-)	49.46 (-)	49.4 (-)	43.6 (-)	50.41 (-)	50.82 (-)	49.4 (-)	48.91 (-)
Cl <sup>-</sup>	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)

Alcalinité résiduelle = Alcalinité-Ca<sup>2+</sup>-Mg<sup>2+</sup>-K<sup>+</sup>

TAB. 10.4: EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de la constante cinétique de précipitation-dissolution des minéraux

Référence	Min9 cal2012d	Min4 cal2012b	Min10 cal2012e	Min11 cal2012f	Min12 cal2012g	Min13 cal2012h	Min14 cal2012i
pCO <sub>2</sub> (atm-log)	-3.5	-3.0	-2.5	-2.0	-1.5	-1	-0.5
Variable observée							
Ca <sup>2+</sup>	7.79 (-)	6.95 (-)	5.58 (-)	3.75 (-)	2.41 (-)	1.69 (-)	1.15 (-)
Mg <sup>2+</sup>	3.84 (-)	2.78 (-)	1.51 (-)	1.24 (+)	5.56 (+)	20.52 (+)	53.59 (+)
Na <sup>+</sup>	10.86 (+)	10.51 (+)	9.73 (+)	8.31 (+)	6.83 (+)	5.67 (+)	4.85 (+)
K <sup>+</sup>	0.17 (-)	0.17 (-)	0.16 (-)	0.16 (-)	0.15 (-)	0.14 (-)	0.14 (-)
Alcalinité	0.32 (-)	0.22 (+)	1.15 (+)	5.64 (+)	17.91 (+)	43.4 (+)	90.81 (+)
Alcalinité résiduelle	47.91 (-)	49.60 (-)	52.13 (-)	55.61 (-)	59.34 (-)	62.73 (-)	65.74 (-)
Cl <sup>-</sup>	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)	1.88 (-)

Alcalinité résiduelle = Alcalinité-Ca<sup>2+</sup>-Mg<sup>2+</sup>-K<sup>+</sup>

TAB. 10.5: EQM sur les concentrations en solution pour différentes valeurs de pCO<sub>2</sub>

**10.14 Paramètres des courbes de succion pour les trois sols étudiés**

	$\theta_s$ ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )	$\theta_r$ ( $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	n
Sol 1 (Cylindres)				
15 cm	0.32	$8.2 \cdot 10^{-10}$	0.014	1.25
Sol 2 (Wind)				
15 cm	0.43	0.1	0.014	1.157
Sol 3 (Monolithe)				
15 cm - infiltration	0.29	0.055	-0.0155	9.436
15 cm - évaporation	0.29	0.086	$-9.7 \cdot 10^{-3}$	3.816
35 cm - infiltration	0.28	0.186	$-5.23 \cdot 10^{-3}$	5.95

TAB. 10.6: Coefficients d'ajustement VGM des courbes de succion des sols 1, 2 et 3

## 10.15 Détermination de la conductivité hydraulique proche de la saturation par TRIMS

**Dispositif et protocole** Les mesures de la conductivité hydraulique  $K$  proche de la saturation (incluant la conductivité à saturation), sur une gamme de potentiel matriciel  $\psi$  [0 ; -25 cm], sont faites *in situ* à l'aide du Perméamètre à succion contrôlée (TRIMS) (Reynolds & Elrick, 1985) comportant un disque de 20.5 cm de diamètre. Des mesures d'infiltration sont faites pour 5 valeurs de potentiel : 0, -5, -10, -15, -20 et -25 cm. Toutes les mesures ont été faites à l'endroit de points situés dans une même zone de 1 m<sup>2</sup> de surface. La Loi d'infiltration utilisée pour le cas d'un sol homogène, isotrope, non saturé au travers d'un disque de rayon donné est celle décrite par Wooding (1968)in (Reynolds & Elrick, 1985).

$$Q_s = \left( \frac{a}{G_d} + \pi \cdot a \cdot \alpha \right) \cdot \Phi_0 \quad (10.7)$$

avec  $Q_s$ , flux pour un écoulement uniforme (L<sup>3</sup>.T<sup>-1</sup>),  $a$  le rayon du disque (L),  $\alpha$ , paramètre de texture/structure de sol (L<sup>-1</sup>),  $\Phi_0$  le flux à potentiel matriciel  $\eta_0$  et  $G_d$  paramètre caractéristique d'un disque pour infiltration en succion (-).

$\alpha$  est défini par Gardner (1968) in Reynolds & Elrick (1985) :

$$K(\psi) = K_s \cdot e^{(\alpha \cdot \psi)} \quad (10.8)$$

avec  $K_s$ , conductivité à saturation (L.T<sup>-1</sup>) et  $\psi$  potentiel matriciel (L).

$\Phi_0$  s'exprime :

$$\Phi_0 = \int_{\psi_i}^{\psi_0} K(\psi) \cdot d\psi_i \quad (10.9)$$

avec  $K(\psi)$  conductivité à saturation (L.T<sup>-1</sup>).

### Résolution numérique - (Reynolds & Elrick, 1985)

Les valeurs de  $K_s$  théorique et  $\alpha$  sont calculées par linéarisation des valeurs de  $Q_s$  (exprimées en log<sub>10</sub>) par morceaux. Sur chaque segment une valeur la valeur de  $K$  est calculée pour la valeur moyenne de  $\psi$ . La conductivité à saturation "réelle" correspond au  $K_s$  théorique pour le segment des valeurs de potentiels les plus proches de 0.



Prof. (cm)	Date	J. <sup>i</sup>	pH	CE (dS/m)	CO <sub>3</sub> (mg/l)	HCO <sub>3</sub>	Cl	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub>	Ca	Mg	Na	K	NH <sub>4</sub>	SiO <sub>2</sub> (mg/l)	Alca. <sup>ii</sup>	ARC <sup>iii</sup>	RSC <sup>iv</sup>	SA
<b>Composition chimique des eaux</b>																			
Canal	06/97-09/98		6.52	0.05	0	0.38	0.08	0.00	0.00	0.11	0.10	0.17	0.05	0.02	12.59	0.33	0.22	0.14	0.4
Nappe site 1	06/07/1998		7.69	0.66		6.40	0.13	0.08	0.23	0.62	0.36	6.55	0.09	0.00	15.73	7.41	6.78	6.43	9.3
Nappe site 2	25/11/97		7.71	0.82		10.00	0.10	0.17	0.06	0.66	0.45	8.48	0.06	0.21	15.00	9.39	8.72	8.27	11.1
<b>Composition chimique initiale de la solution du sol</b>																			
<b>Site 1</b>																			
Lame	17/07/1998	-11	6.89	0.21		3.00	0.14	0.09	0.09	0.50	0.28	2.52	0.05	0.00	5.16	3.12	2.62	2.34	4.0
10	08/07/1998	-30	7.88	1.54	0.00	16.84	0.93	0.26	0.32	2.04	1.56	14.97	0.09	0.00		17.46	15.42	13.86	11.1
20	17/07/1998	-11	8.21	1.13		12.24	0.68	0.17	0.00	1.36	0.78	11.00	0.04	0.06	27.09	12.33	10.96	10.18	10.6
30	08/07/1998	-30	7.79	1.53	0.00	13.24	1.54	0.31	0.38	2.29	0.73	12.46	0.10	0.00		13.73	11.44	10.71	10.1
50	08/07/1998	-30		0.92			2.60	1.06	0.63	0.57	0.41	9.58	0.05	0.03	31.08	6.95	6.37	5.97	13.7
80	08/07/1998	-30	7.69	0.68			1.95	0.26	0.45	0.54	0.32	6.52	0.03	0.00	54.59	5.20	4.66	4.34	9.9
<b>Site 2</b>																			
Lame	17/07/98	0	7.22	0.36		2.80	0.90	0.09	0.05	1.08	0.50	2.10	0.06	0.00	8.81	2.75	1.68	1.17	2.36
10	05/06/98	-42					33.60	0.37	0.66	12.39	5.56	16.00	0.19	0.01	36.11	0.18	-12.22	-17.78	5.34
20	05/06/98	-42	7.14	1.49		3.40	9.98	0.21	0.37	4.12	1.17	7.78	0.07	0.00	38.24	2.95	-1.17	-2.34	4.78
30	05/06/98	-42	6.75	2.36		2.64	18.57	0.17	0.68	4.08	2.11	14.12	0.08	0.00	38.43	1.64	-2.44	-4.55	8.02
50	05/06/98	-42	6.99	1.00		3.48	5.87	0.09	0.12	1.01	0.58	7.57	0.03	0.11	44.90	3.22	2.21	1.64	8.52
80	05/06/98	-42	7.58	1.63		5.12	9.39	0.28	0.41	1.12	0.84	13.35	0.04	0.06	33.57	5.68	4.56	3.72	13.5

<sup>i</sup> J : jour depuis repiquage 1998

<sup>ii</sup> valeur d'alcalinité obtenue comme balance entre les cations et les anions (hors carbonates)

<sup>iii</sup> ARC : Alcalinité Résiduelle Calcique

<sup>iv</sup> RSC : Résiduel Sodium Carbonate

TAB. 10.7: Caractéristiques chimiques des eaux et des solutions du sol (début de saison de culture)- sites 1 et 2

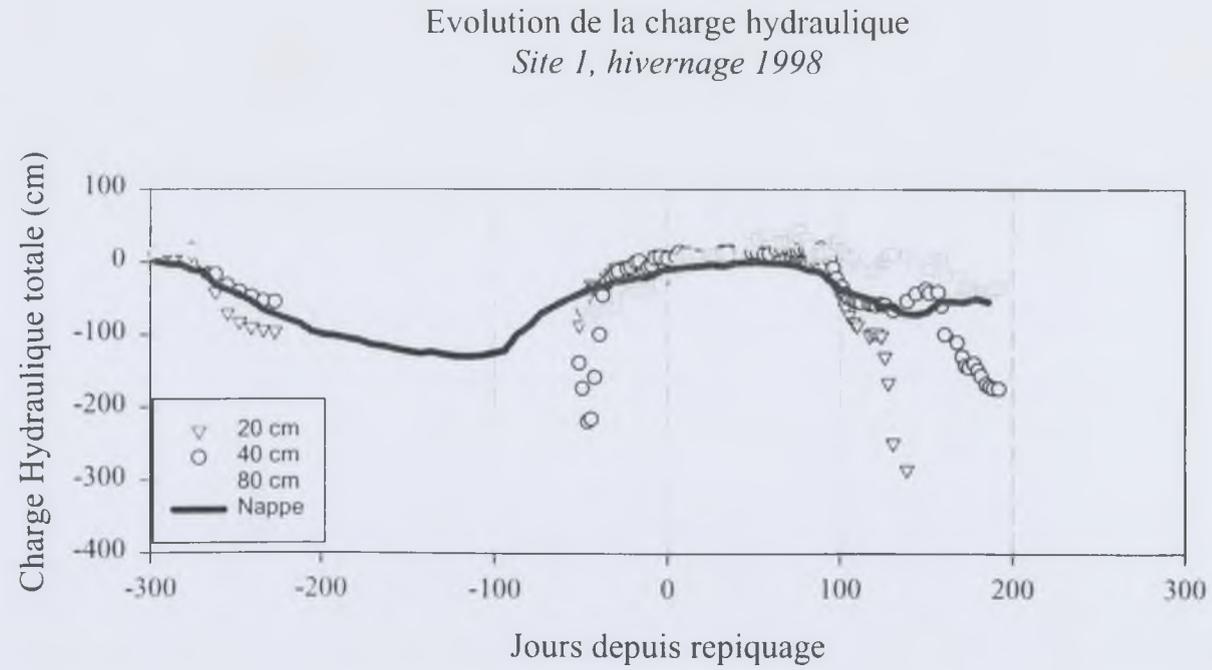


FIG. 10.3: Evolution des charges hydrauliques totales du profil et du niveau de nappe au cours de l'année - site 1

## 10.18 Gestion de l'irrigation à la parcelle recommandée par l'Office du Niger

Irrigation	Calendrier cultural		Usage de l'eau	Besoins indicatifs (mm)	Durée (semaine)
	Mois	Stade			
Pré-irrigation (1 <sup>er</sup> et 2 <sup>e</sup> )	Avril	Labour Puddledage Nivellage	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Humidification de sol</li> <li>• Germination des plantes adventices</li> <li>• Permettre le labour</li> <li>• Germination du riz (pép.)</li> </ul>	300	4
	Mai	Semis pépinière			
Mise en eau de levée	Juin	Repiquage Sarclage	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Mis en boue</li> <li>• Elévation de la lame d'eau (3-5 cm)</li> </ul>	180	3
(Drainage pour épandage)	Juin		•		
Mise en eau de soutien	Juin	Tallage	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Compenser l'évapo-transpiration</li> <li>• Compenser la percolation</li> <li>• Elévation de la lame d'eau (5-10 cm)</li> </ul>	180	2
	Juillet	Montaison			
Irrigation d'entretien	Juillet	Montaison Sarclage Epiaison	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Compenser l'évapo-transpiration</li> <li>• Compenser la percolation</li> <li>• Maintenir la lame d'eau (15-20 cm)</li> </ul>	780	10
	Septembre				
Irrigation fin de saison	Octobre	Maturation Vidange	<ul style="list-style-type: none"> <li>• Compenser l'évapo-transpiration</li> <li>• Diminution de la lame d'eau</li> <li>• Ressuyer le sol</li> </ul>	60	4
	Novembre	Moisson			
<b>TOTAL</b>				1500	19

\*cette phase est préconisée mais n'est pas appliquée sur les sites étudiés pour lesquels l'épandage se fait dans la lame d'eau

TAB. 10.8: Recommandations de l'Office du Niger sur les phases de gestion de l'irrigation à la parcelle - (Touré , et al, 1997)

Phase	Durée	Description	Recommandations		Remarques
			Pratiques	Matériel	
1	15 jours	Préparation des parcelles	Utiliser des outils adaptés	Travail soigné	
2	15 jours	Plantation	Choisir des plants sains	Planter à l'heure adéquate	
3	15 jours	Entretien des parcelles	Nettoyage des parcelles	Travaux réguliers	
4	15 jours	Application des engrais	Utiliser des engrais adaptés	Appliquer à l'heure adéquate	
5	15 jours	Application des produits phytosanitaires	Utiliser des produits adaptés	Appliquer à l'heure adéquate	
6	15 jours	Application des produits vétérinaires	Utiliser des produits adaptés	Appliquer à l'heure adéquate	