



**HAL**  
open science

# Cartographie fine et suivi détaillé de la salinité des sols d'un périmètre irrigué au Niger en vue de leur remédiation

Issifou Adam

## ► To cite this version:

Issifou Adam. Cartographie fine et suivi détaillé de la salinité des sols d'un périmètre irrigué au Niger en vue de leur remédiation. Sciences du Vivant [q-bio]. AGROCAMPUS OUEST; Université Abdou Moumouni; Université de Bretagne Occidentale, 2011. Français. NNT: . tel-02810672

**HAL Id: tel-02810672**

**<https://hal.inrae.fr/tel-02810672>**

Submitted on 6 Jun 2020

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

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



N° ordre : 2011-19

N° Série : D-62

THESE en cotutelle entre

l'Université ABDOU MOUMOUNI de Niamey (Niger)

et

AGROCAMPUS OUEST

Sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour obtenir le diplôme de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT SUPERIEUR DES SCIENCES AGRONOMIQUES, AGRO-ALIMENTAIRES, HORTICOLES ET DU PAYSAGE

Spécialité : « Sciences de l'Environnement »

Ecole Doctorale : « Vie Agro Santé »

présentée par : **Issifou ADAM**



## **Cartographie fine et suivi détaillé de la salinité des sols d'un périmètre irrigué au Niger en vue de leur remédiation**

Soutenue le 17 octobre 2011 devant le jury :

Président : Pr. Karimou Ambouta, Professeur, Université de Niamey (Niger)

Rapporteurs : Pr. Catherine Keller, Université Paul Cézanne Aix-Marseille III

Dr. Marco Wopereis, Directeur scientifique, Africa Rice Center (Bénin)

Examineurs :

Dr. Michel Grimaldi, directeur de recherche, IRD centre de Bondy

Pr. Yadji Guéro, Professeur, Université de Niamey (Niger) (Directeur)

Dr. Didier Michot, Maître de conférences, Agrocampus Ouest (Co-directeur)

Pr. Christian Walter, Professeur, Agrocampus Ouest (Directeur)





## AVANT PROPOS

Cette étude contribue à la connaissance des sols salés des périmètres irrigués de la vallée du fleuve Niger. Le système pédologique mis en évidence et la cartographie des sols au moyen de nouveaux outils d'investigation de terrain et d'analyse spatiale ont permis de soulever la complexité de la gestion des périmètres irrigués malgré leur importance dans la sécurité alimentaire.

Le travail a été réalisé en cotutelle entre le laboratoire de science du sol de la faculté d'agronomie de l'université de Niamey (Niger), où s'est déroulé tout le travail de terrain de collecte de données et l'Unité Mixte de Recherche Sol Agronomie Spatialisation Agrocampus Ouest INRA de Rennes (France). Ce travail a bénéficié d'une bourse d'étude de la coopération française et un appui financier du Conseil Régional de Bretagne dans le cadre du programme de solidarité internationale. Il a été dirigé par Christian Walter, Professeur à Agrocampus Ouest et Yadjé Guéro, Professeur à la faculté d'Agronomie de l'université de Niamey et Codirigé par Didier Michot, Maître de conférences à Agrocampus Ouest.

Un comité de pilotage a orienté le travail accompli. Il était constitué de Yves Coquet, Professeur à AgroParisTech de Paris, Claude Cheverry, Professeur émérite à Agrocampus-ouest de Rennes, Chantal Gascuel, Directrice de l'UMR SAS INRA-Agrocampus-ouest de Rennes, Jean Pierre Montoroi, Chercheur à l'IRD de Bondy, Laurent Caner, Maître de conférence à l'HYDRASA de l'Université de Poitiers.



## Remerciements

Avant de présenter les résultats de mon travail, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

### **Je remercie tout d'abord les personnes qui ont bien voulu évaluer ce travail**

Pr Catherine Keller, professeur à l'université Paul Cézanne Aix-Marseille III. Qu'elle trouve ici toute ma gratitude, pour avoir accepté d'être rapporteur.

Dr Marco Wopereis, Directeur scientifique, Africa Rice Center, a bien voulu accepter la tâche lourde de rapporteur. Ses conseils et observations ont été précieux. Qu'il accepte mes sincères remerciements.

Pr Karimou Ambouta, professeur à l'université de Niamey, de m'avoir fait honneur en présidant le jury.

Dr Michel Grimaldi, directeur de recherche, IRD centre de Bondy d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Pr Christian Walter, professeur à l'Agrocampus ouest de Rennes pour avoir accepté de diriger cette thèse. Depuis ma première rencontre avec lui lors de mon master il m'a fait confiance. Il m'a fait honneur en se déplaçant jusqu'au Niger lors des premières prospections de terrain, malgré ses tâches de responsabilité. Ses encouragements et ses conseils m'ont permis d'avancer dans mes projets. Il m'a fait découvrir les potentialités des outils informatiques (SIG), en science du sol sans lesquels cette étude n'aurait pu être réalisée. Il m'a enseigné ces méthodes de travail, m'a fait bénéficier de son esprit de synthèse remarquable. Christian m'a énormément apporté durant ces années de thèse et je l'en remercie vivement. Qu'il soit également remercié pour sa sympathie, sa patience et sa disponibilité à toute épreuve. Je ne saurais trop le remercier.

Pr Guéro Yadjji, professeur à l'université de Niamey. Pour avoir accepté de diriger cette thèse. Il m'a permis de découvrir la co-tutelle de thèse et ses contraintes. J'ai beaucoup profité de ses connaissances afin d'avancer sur le travail de terrain malgré les difficultés d'acquisition de données. Je tiens particulièrement à remercier Guéro pour sa disponibilité et la confiance qu'il a portée en moi.

Que Dr Didier Michot, accepte mes remerciements et toute ma considération pour avoir accepté de Co-diriger cette thèse. Didier m'a encadré lors de mon master et c'est lui qui m'a fait découvrir la géophysique et son application en science du sol. Il s'est investi dans le travail de terrain et m'a fait profiter de son expertise sur les méthodes géophysiques et le traitement de données collectées.

## **D'autres personnes ont également contribué à la réalisation de ce travail**

Laurent Caner du laboratoire Hydrasa, de l'université de Poitiers pour sa contribution aux analyses minéralogiques par diffractométrie à rayon X des échantillons de sols. Ces analyses nous ont beaucoup édifié pour la compréhension du fonctionnement géochimiques des sols.

Jean Pierre Montoroi, pédologue à l'IRD centre de Bondy. Sa collaboration a permis de réaliser l'analyse hydro structurale des échantillons de sols et comprendre le gonflement et retrait des argiles du site d'étude.

## **J'ai bénéficié de la compétence d'autres personnes**

Catherine Grimaldi, directrice de recherche à l'UMR SAS Agrocampus ouest INRA. Catherine s'est beaucoup investit dans ce travail et a été toujours disponible. Elle m'a permis de mieux comprendre le fonctionnement hydro chimique des sols. Sincères remerciements.

Claude Cheverry, Professeur émérite à Agrocampus ouest de rennes. Sa contribution a été très importante pour la compréhension des sols salés du site d'étude. Il a été disponible tout le long de ce travail et m'a donné beaucoup de conseils. Sincères remerciements

François Risacher du Centre de Géochimie de la Surface à l'université nous a éclairé à travers les différentes simulations pour la compréhension de la composition chimique des eaux de la nappe et leur origine.

Anne Jaffrezic, maître de conférences à Agrocampus ouest de Rennes. La modélisation sous Phreeq a permis de confirmer le processus de dissolution et précipitation à l'origine de la salinité du milieu. Grand merci.

## **Les remerciements vont aussi à l'ensemble de l'équipe du laboratoire UMR SAS Agrocampus ouest INRA**

Ce laboratoire par son accueil, son soutien et sa bonne humeur, à participer à ce travail. Qu'il trouve ici le témoignage de ma reconnaissance et de mon respect. Je tiens à remercier Chantal Gascuel, directrice de l'UMR SAS qui m'a offert de bonnes conditions de travail.

Je remercie particulièrement Gilles Dutin, pour sa détermination et son engagement dans le travail de terrain. Malgré les températures très élevées il a su résister au même titre; il a été pour moi un soutien non négligeable pour mon séjour à Rennes. En tous les cas merci pour tout ce que tu m'as fait. Merci aussi à Gaëtane, qui a contribué au travail du terrain.

Que Séverine Renault secrétaire trouve ici mes sincères remerciements pour sa contribution et sa disponibilité lors de la mise en forme du document final. Merci « Cheville ouvrière »

Je n'oublierai pas mon collègue de bureau avec qui j'ai partagé toutes ces années ; Cédric a toujours été à mon écoute et m'a soutenu. Je n'oublie pas les longues discussions qu'on faisait lors des soirées entre thésards avec Nicolas, Thierry, Yannick, Pierre...

Mes remerciements vont aussi à Ismaël, Marine, Armelle, Philippe, Paul, Lionel, Anne-Laure et celles ou ceux que j'ai fatalement oubliés. D'autres personnes ont contribué à travers les relectures. Je tiens à remercier Valérie et Blandine.

### **L'équipe du Laboratoire science du sol de la faculté d'agronomie et les producteurs de Kollo**

Que toute l'équipe de la faculté d'agronomie accepte mes remerciements pour l'accueil et la disponibilité dont elle a fait preuve pour moi.

J'adresse mes remerciements à Dr Nomaou Dan Lamso, chef de département science du sol, pour m'avoir donné les conditions de travail au laboratoire science de sol.

Je tiens particulièrement à remercier Boubacar pour tout le travail de terrain accomplis. J'ai beaucoup apprécié sa patience et sa détermination sur le terrain, ce qui m'a permis de remettre en confiance. Je n'oublierai pas Issaka, et Dr Abdourahamane Tankari. Je remercie aussi Saleye, Omar, Abdoulaye, Mamou pour l'aide qu'ils nous ont apportés sur le terrain.

Le travail de terrain ne serait possible sans la collaboration des producteurs de Kollo. Mes sincères remerciements au président de la coopérative de sébéri qui nous a appuyé et a su nous mettre en relation avec les producteurs. Je tiens à ce sujet à remercier particulièrement Doula et Hama.

A mes parents, à qui je dois tant et sans qui ce parcours n'aurait pas été possible. Ils ont été les premiers à m'encourager dans tous mes projets et ils m'ont permis de comprendre que l'avenir appartient à celui qui se lève tôt et j'y crois beaucoup. Je ne saurais les remercier.

A ma femme Hadiza et mon fils Sofiane pour toute la patience et l'amour qu'ils ont fait preuve durant toutes ces années de séparation. Qu'ils acceptent toute ma gratitude et ma considération.

Je tiens à remercier les familles ADAM BOUKARY, Feu MOUSSA SADOU, MOUSSA HASSANE et Feu IDI ANGO pour tous les soutiens qu'elles m'ont apportés durant toutes ces années de thèse.

La communauté nigérienne à Rennes et Saint Briec en particulier les familles ADAM ADJI, BOUBACAR TIEMOGO et PAUL BARRUEL.



# **Cartographie fine et suivi détaillé de la salinité des sols d'un périmètre irrigué au Niger en vue de leur remédiation**

## **Résumé**

Au Niger, l'introduction et le développement des systèmes irrigués ont permis la mise en valeur des terres arables dans la vallée du fleuve. L'irrigation a contribué à l'augmentation des rendements et à atténuer les effets de la crise alimentaire. Cependant cette irrigation s'accompagne souvent d'une dégradation des sols liée à la salinisation.

L'objectif de ce travail est l'étude de la variabilité spatio-temporelle de la salinité de vertisols du périmètre irrigué de Kollo. Des approches complémentaires ont été mises en œuvre, à savoir : i) la cartographie de la salinité à haute résolution spatiale à partir d'une méthode géophysique non destructive : la prospection de résistivité électrique, permettant de décrire l'extension spatiale de la salinité et de sa profondeur d'apparition ; ii) l'analyse conjointe de l'évolution saisonnière de la salinité de sols et du fonctionnement hydrique des sols sur une période de 13 mois, en tenant compte des caractéristiques des sols et des pratiques d'irrigation ; iii) la caractérisation in situ de la dynamique temporelle de la salinité lors d'une expérience de désalinisation des sols.

Le couplage des mesures ponctuelles de la conductivité électrique 1:5 des extraits aqueux des sols et de mesures géophysiques de la résistivité électrique apparente des sols a révélé, en début de suivi, un gradient de salinité très marqué décroissant depuis la digue jusqu'à l'intérieur du périmètre. Les variations verticales de salinité correspondent à des profils ascendants ou descendants imputables à l'usage de la parcelle, irrigué ou non. Les variations saisonnières, liées à la pluviométrie naturelle et aux campagnes d'irrigation, affectent le profil vertical, mais perturbent peu les variations latérales de salinité. Une campagne menée après une crue exceptionnelle du fleuve Niger a montré la très grande stabilité de la structure spatiale de la salinité.

Les variations du niveau de la nappe du périmètre irrigué sont apparues sous le contrôle des eaux de pluies et des apports par irrigation, avec un effet des eaux de pluie plus marqué dans les zones non irriguées. La composition chimique des eaux de la nappe est essentiellement contrôlée par la dissolution de minéraux endogènes de sulfate de magnésium et de calcium.

La comparaison des placettes expérimentales de l'expérience de désalinisation a révélé que les apports d'eau, selon deux modalités différentes d'irrigation, avaient permis d'éliminer 115 kg et 249 kg de sel de l'horizon cultural (0-40 cm) pour des irrigations cumulées de 1106 et 1470 mm.m<sup>-2</sup>. Ces exportations de sel représentaient respectivement 19 et 39% des stocks initiaux de sels de la couche (0-40 cm).

Les pistes de recherche proposées portent sur l'analyse des phases transitoires (début de la saison des pluies, début de l'irrigation) qui peuvent conditionner de façon importante le fonctionnement hydrique et géochimique du système pédologique, ainsi que sur des approches de modélisation adaptées aux caractéristiques spécifiques des vertisols irrigués.

*Mots-clés* : cartographie, variabilité spatio-temporelle, salinité, vertisol, périmètre irrigué, Kollo, Niger.



# High spatial resolution mapping and temporal monitoring of soil salinity in a rice irrigation scheme in Niger to improve remediation strategies

## Abstract

The development of irrigation systems in Niger enabled to put into production arable lands in the Niger River valley. Irrigation contributed to increase yields and reduce the effect of food crisis. However, irrigation often generates land degradation related to salinity.

The objective of this work was to study the spatial and temporal variability of salinity for Vertisols in a rice irrigation scheme near Kollo, along the Niger River. Complementary approaches have been implemented for this purpose: (i) high spatial resolution mapping of lateral and vertical variations of soil salinity based on a non-destructive geophysical method: the electrical resistivity prospecting coupled to classical soil sampling; (ii) temporal monitoring over a 13 months period of soil salinity variations and soil hydrology particularly ground water fluctuations; (iii) temporal dynamics of salinity and salt stocks during a desalinization experiment.

By coupling electrical conductivity measurements of soil extracts and geophysical measurements of soil apparent resistivity, we highlighted a strong lateral gradient of salinity decreasing from the embankment to the inner of the study area. Vertical variations of salinity were also significant and their shape could be explained by land use, namely the irrigation intensity. Natural rainfall and irrigation induced seasonal changes of the soil salinity vertical profile, but these temporal variations appeared of less magnitude than the spatial variations within the irrigated perimeter. Even after a major flood of the Niger River, a new survey of the area attested a very high stability over time of the soil salinity spatial structure.

Ground water fluctuations appeared controlled by rain or irrigation with an effect of rain water more pronounced in non-irrigated plots. Water chemistry is mainly controlled by the dissolution of endogenous magnesium and calcium sulphate minerals.

Comparing the experimental plots of the desalinization experiment revealed that water supply in two different methods of irrigation had eliminated 115 kg and 249 kg of salt in the ploughed horizon (0 – 40 cm) respectively for cumulated irrigation of 1106 mm.m<sup>-2</sup> and 1470 mm.m<sup>-2</sup>. This salt exportation represented 19 and 39 % of the initial salt stock in the (0 – 40 cm) layer.

Research outlooks are developed on the functional role of transition phases e.g. the beginning of the rain season or of the irrigation period, which may have a crucial role on hydrological and geochemical behavior of the pedological system. Perspectives on adequate modeling approaches of the complex system of irrigated Vertisols are also discussed.

*Keywords:* mapping, spatial and temporal variability, salinity, Vertisol, irrigated, Kollo, Niger



# SOMMAIRE

<b>CHAPITRE I .....</b>	<b>9</b>
CONTEXTE PHYSIOGRAPHIQUE ET PRESENTATION DE LA ZONE RIZICOLE ETUDIEE.....	9
<b>CHAPITRE II .....</b>	<b>31</b>
CARACTERISATION DES SOLS VERTIQUES ET SALES DE LA ZONE D'ETUDE ET LEUR POSITIONNEMENT DANS LE SYSTEME INTERNATIONAL .....	31
<b>CHAPITRE III .....</b>	<b>87</b>
CARTOGRAPHIE DE LA SALINITE DES SOLS DU PERIMETRE IRRIGUE ET STABILITE TEMPORELLE DES STRUCTURES SPATIALES .....	87
<b>CHAPITRE IV .....</b>	<b>123</b>
DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE DE LA SALINITE DE LA NAPPE EN RELATION AVEC LE FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE .....	123
<b>CHAPITRE V .....</b>	<b>155</b>
SUIVI DE LA DESALINISATION D'UN SOL PAR PROSPECTION ELECTRIQUE .....	155
<i>1ère partie - Suivi spatiotemporel de la salinité d'un sol rizicole par prospection électrique de surface. .</i>	<i>156</i>
<i>2ème partie - Effet de deux modalités d'irrigation sur la salinité des sols .....</i>	<i>187</i>
<b>CHAPITRE VI .....</b>	<b>201</b>
SYNTHESE ET PERSPECTIVES .....	201
<b>Références bibliographiques</b> .....	219



## Introduction

Les pays des zones arides et semi-arides ont souvent recours à l'irrigation pour faire face au déficit hydrique limitant le développement de leur agriculture.

Dans le monde, 272 millions d'hectares sont concernées par l'irrigation (FAO, 2011). L'Asie est le continent qui regorge le plus de terres irriguées avec 183 millions d'hectares, mais les Etats-Unis d'Amérique restent le pays le plus irrigué avec près de 28 millions d'hectares en 2002, soit 11,97 % de la surface cultivée. En 2005, les surfaces irriguées en Afrique de l'Ouest sont estimées à 887 000 ha, dont 85 663 ha (1,9 % de la surface cultivée) au Niger.

Dans ce pays, l'introduction et le développement des systèmes irrigués ont permis la mise en valeur des terres arables, dans un contexte climatique de faible pluviométrie et de forte évapotranspiration. C'est ainsi que de grands périmètres ont été aménagés dans la vallée du fleuve Niger depuis une quarantaine d'années, développant la filière agricole des régions concernées. Cependant, ces pratiques d'irrigation à grande échelle ont modifié le fonctionnement des sols conduisant parfois à la baisse de leur fertilité, notamment par les processus de salinisation.

La salinisation, processus par lequel les sols deviennent salés, correspond à l'accumulation de sels très solubles dans le sol, qui a pour conséquence une baisse de la fertilité des sols. L'alimentation en eau des plantes est rendue plus difficile ; certains éléments peuvent avoir en outre un effet toxique spécifique (Na, Cl, B, Se) ; le sodium enfin peut se fixer sur les argiles et modifier leur comportement en présence d'eau. Les propriétés physiques globales du sol (capacité d'infiltration, conductivité hydraulique) sont alors dégradées (Cheverry et Bourrié, 1998).

Les principaux mécanismes de salinisation et de sodisation sont bien connus, et l'on dispose d'indicateurs de risque de salinité, en fonction de la qualité de l'eau apportée par irrigation et du faciès géochimique du sol (Cheverry, 1974 ; Szabolcs, 1989 ; Boivin, 1990 ; Azib, 1989 ; Barbiéro, 1994 ; Montoroi, 1996 ; Guéro, 2000 ; Xu, 2005 ; Jiang, 2010).

Le régime hydrique d'un sol joue un rôle important, puisqu'il détermine les changements de phase observés dans le sol et conditionne l'infiltration de l'eau. Même lorsque l'irrigation se fait avec une eau de bonne qualité ( $CE \leq 0,75 \text{ dS.m}^{-1}$ ) (Bauder et al, 2007), le processus de salinisation peut se développer, par exemple en présence d'un mauvais drainage qui induit des transferts et des accumulations locales de sels ou redistribue dans le profil des sels

géologiquement hérités. Par conséquent, la salinisation est dite *primaire*, lorsqu'elle est directement induite par la présence de matériaux pédologiques ou géologiques salés, *secondaire*, quand elle est induite par une mauvaise gestion et des pratiques inadéquates, et *potentielle*, si l'homme est susceptible de la déclencher par des pratiques inadéquates (Stengel et Gelin, 1998).

La gestion et le traitement des sols souffrant d'un excès de salinité requièrent non seulement une connaissance précise de l'extension spatiale de ces sols, mais aussi une détermination rigoureuse de la concentration des sels solubles et un suivi du fonctionnement hydrique de ces sols et de la nappe phréatique.

Si les processus physico-chimiques de salinisation des sols sont globalement bien connus, il est encore difficile de cartographier précisément leur extension spatiale à partir uniquement de l'étude de l'état de surface des sols (efflorescences salines, croûtes de battances) ou d'observations et de mesures ponctuelles (pH, conductivité électrique sur pâte saturée).

Dans ce domaine, les méthodes récentes de géophysique appliquées à la surface du sol permettent une acquisition rapide et exhaustive d'informations spatialisées sur le fonctionnement du sol, de façon non intrusive. Il est en effet souhaitable de pouvoir réaliser une investigation non destructive, car toute excavation modifie le milieu, sa structure à l'emplacement de l'observation et son fonctionnement hydrique sur un volume qui peut être beaucoup plus important que le volume perturbé.

Les méthodes géophysiques de sub-surface permettent d'évaluer de façon conjuguée la variabilité globale des propriétés pérennes et conjoncturelles des sols au travers de leur résistivité électrique apparente (ou de son inverse, la conductivité électrique apparente). Les sels intervenant dans le processus de salinisation sont particulièrement mobiles du fait de leur forte solubilité. On observe donc une forte variabilité spatiale et temporelle de leurs concentrations. Ce phénomène est d'autant plus important dans des sols soumis à des états hydriques différents (humectation ou dessiccation). Il est donc utile de disposer de très nombreuses mesures de la conductivité électrique des sols, réparties tant dans l'espace que le temps.

De nombreux travaux (Rhoades and Ingvalson, 1971; Montoroi, 1994; Ceuppens et Wopereis, 1999; Barbiéro et al, 2000) ont mis en évidence l'intérêt de cette approche pour une meilleure connaissance des sols salés. Cependant, il subsiste encore de fortes incertitudes

sur la manière d'évaluer et de prédire la salinisation des sols irrigués. Trois types de raison expliquent ces difficultés persistantes :

- la complexité du phénomène. La salinisation est la résultante de plusieurs mécanismes qui se produisent dans les sols cultivés, notamment des processus de transfert d'eau et de solutés, des processus géochimiques et des processus biochimiques. Ces mécanismes ont été individuellement très étudiés, mais la compréhension de leurs interactions reste très difficile à appréhender.
- 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 rizicoles, sont très variables dans le temps et l'espace. En conséquence, l'évolution de la salinisation est souvent spécifique du milieu et des échelles de temps et d'espace étudiées (Condom, 2000). Cela rend difficile le transfert des résultats d'un contexte à un autre.
- l'inefficience de la méthodologie mise en œuvre. Les investigations nécessaires pour caractériser dans le temps ce phénomène et les facteurs du milieu qui le provoquent sont relativement lourdes et coûteuses. L'accès à des méthodes performantes de diagnostic et de suivi de la salinité est donc souvent restreint, notamment dans les pays en voie de développement.

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 (Condom, 2000) et qui pourraient valider les prédictions de l'évolution de la salinité des sols.

En s'appuyant sur l'exemple d'un périmètre irrigué de la région de Kollo au Niger, développé dans des sols argileux aux propriétés vertiques et alimenté par l'eau du fleuve Niger, ce travail de thèse porte sur la **variabilité spatio-temporelle de la salinité des sols et sur les méthodes qui permettent d'identifier cette variabilité**. Pour ce faire, trois approches complémentaires ont été mises en œuvre :

- la **cartographie à haute résolution spatiale** de la salinité des sols. On cherchera à décrire l'extension spatiale de la salinité et de sa profondeur d'apparition, en s'appuyant sur des méthodes géophysiques non intrusives qui permettent d'accroître les densités d'échantillonnage et de répéter les mesures dans le temps. L'évolution dans le temps des structures spatiales de la salinité sera également étudiée.

- **l'analyse conjointe de l'évolution saisonnière de la salinité de sols et du fonctionnement hydrique des sols**, en tenant compte des caractéristiques des sols et des pratiques d'irrigation. On fait l'hypothèse que les variations spatio-temporelles de la salinité sont contrôlées en premier lieu par des modifications du régime hydrique des sols et les processus géochimiques induits, plutôt que par les apports de sels par l'eau d'irrigation.

- **la caractérisation *in situ* de la dynamique temporelle de la salinité lors d'une expérience de désalinisation des sols**, visant, à exporter hors du sol une fraction significative de la masse de sel initiale, par l'apport et le retrait répétés d'eau initialement peu salée. L'aptitude de méthodes géophysiques non destructives à détecter l'évolution de la salinité dans le volume de sol soumis à ce traitement, sera testée.

L'ensemble de ces approches doit nous permettre de mieux comprendre les processus de salinisation amplifiés par l'irrigation, dans le contexte de sols argileux à propriétés vertiques et en présence d'une nappe phréatique. Cette compréhension doit alimenter une discussion sur l'évolution à moyen terme de ces sols et sur les différents scénarii de gestion des périmètres irrigués.

Ce mémoire s'articule en 6 chapitres :

- *Chapitre I- Contexte physiographique et présentation de la zone rizicole étudiée*

Il a pour objet de décrire le site d'étude, ainsi que les caractéristiques physiographiques et les systèmes de culture du périmètre rizicole de Sébéri.

- *Chapitre II- Caractérisation des sols vertiques et salés de la zone d'étude et leur positionnement dans le système international*

Il identifie les caractéristiques des différents types de sols, ainsi que leur organisation au sein de la zone d'étude.

- *Chapitre III- Cartographie de la salinité des sols du périmètre irrigué et stabilité temporelle des structures spatiales*

Ce chapitre développe une méthodologie originale de cartographie d'état de la salinité à différentes profondeurs en mai 2008. Il analyse ensuite la variabilité spatio-temporelle de la salinité des sols, d'abord à l'échelle saisonnière à travers un suivi mensuel sur une durée de 13 mois, puis suite à un événement exceptionnel (crue centennale du Niger de 2010).

- *Chapitre IV - Dynamique spatio-temporelle de la salinité de la nappe en relation avec le fonctionnement hydrique des sols*

Ce chapitre relie la dynamique de la nappe phréatique de la zone d'étude à celle de la salinité des sols : il décrit le fonctionnement hydrique des sols et analyse les variations de la composition chimique de l'eau de la nappe et ses effets sur la salinité des sols.

- *Chapitre V - Applicability of Electrical resistivity prospecting for in-situ subsurface spatiotemporal monitoring of saline irrigated paddy fields: A case study of a desalinization experiment conducted on vertisols in Kollo, Niger*

Ce chapitre est constitué pour l'essentiel d'un article accepté avec révisions mineures dans la revue *Agricultural Water Management*. Son objectif est de tester l'aptitude de méthodes géophysiques à permettre le suivi de la salinité des sols lors d'une expérience de désalinisation.

- *Chapitre VI- Synthèse et perspectives*

C'est un chapitre de synthèse des travaux réalisés et les perspectives.



# Chapitre I

## Contexte physiographique et présentation de la zone rizicole étudiée

L'objectif de ce chapitre est de donner une description du secteur d'étude situé dans la vallée du fleuve Niger, dans la partie dite du moyen Niger, en s'appuyant sur les travaux existants. Dans un premier temps, une présentation générale du Niger et plus particulière de la vallée du fleuve Niger sera faite. Puis, les caractéristiques physiographiques et les systèmes de culture du périmètre rizicole de Sébéri (Kollo), où l'étude est réalisée, seront détaillés.

### I. Présentation générale du Niger

#### *I.1 Situation et contexte climatique*

Situé dans l'une des régions les plus chaudes de la planète, le Niger est un grand pays, totalement enclavé (à environ 1000 km de la mer) d'une superficie de 1 267 000 km<sup>2</sup>, soit 2,3 fois celle de la France métropolitaine. Il s'étend en latitude entre 11°37' et 23°33' Nord, et en longitude entre 0°06' et 16° Est du méridien d'origine. Il est bordé au Nord par l'Algérie et la Libye, à l'est par le Tchad, au Sud par le Nigeria et le Benin, à l'ouest par le Mali et le Burkina Faso (Figure I.1). La population est estimée à 12,4 millions d'habitants (FAO, 2005a), dont 19% résident en zones urbaines. La densité moyenne de la population est estimée à 7 habitants au km<sup>2</sup> (hab/km<sup>2</sup>) et varie de 0,3 hab/km<sup>2</sup> au nord du pays à 36 hab/km<sup>2</sup> au sud. Le taux de croissance de la population est estimé à environ 3,2% par an.

La majeure partie du pays est aride et la production agricole pluviale est seulement possible dans une étroite bande large de 200 km, située le long des limites sud et sud-ouest du pays. Approximativement, les trois quarts de la population se trouvent sur 9% de la superficie, et essentiellement dans la zone méridionale du pays où les pluies varient entre 400 et 800 mm par an.

Appartenant au climat tropical sec, le Niger comprend principalement trois zones climatiques se répartissant du sud vers le nord (Figure I.1) :

- la zone soudanienne à savane arborée et arbustive occupe moins de 10% de la superficie et se concentre entre les isohyètes 800 à 600 mm ;
- la zone sahélienne à steppe arborée et arbustive occupe 30% de la superficie et s'étend entre 600 à 200 mm ;
- la zone subdésertique (à steppe arbustive) et désertique occupe 60% du territoire et correspond aux isohyètes inférieurs à 200 mm.

Le pays est pauvre et à déficit vivrier structurel : 85% de la population vit avec moins de deux dollars par jour (400 USD/habitant) et 65% avec moins d'un dollar par jour (WFP, 2010).

L'agriculture et l'élevage restent les principales activités économiques du pays avec une contribution au PIB d'environ 40%, et occupent 85% de la population active. Le secteur primaire est tributaire des aléas climatiques. En outre, la forte croissance démographique que connaît le pays accroît la pression foncière, avec comme conséquence un morcellement continu des superficies cultivées en partie méridionale, des rendements tendant à décroître et l'expansion des surfaces agricoles vers des terres marginales non adaptées aux cultures pluviales. Cette forte dépendance à l'agriculture pluviale prédispose le pays à une grande vulnérabilité alimentaire et les années de faible production agricole sont généralement sanctionnées par des crises alimentaires, dont l'ampleur varie selon le niveau de déficit et les facteurs conjoncturels qui y prévalent.

L'insuffisance de la production agricole pour couvrir les besoins alimentaires de la population contraint le pays à recourir à des importations, dont le volume dépend à la fois de la configuration de la campagne agricole écoulée et des conditions des marchés. Le Niger importe en moyenne entre 250 000 à 300 000 tonnes de céréales par an (WFP, 2010).

Dans ce contexte, l'irrigation apparaît nécessaire pour le développement de l'agriculture, afin d'inverser les tendances décrites précédemment et d'accroître la sécurité alimentaire du pays. L'irrigation s'est développée essentiellement dans la vallée du fleuve Niger à travers la

réalisation des aménagements hydro-agricoles. Le riz est la principale culture irriguée. Il représentait moins de 1% de la production totale céréalière dans les années 1960, pour atteindre 3,8 % en 2005. Les rendements moyens oscillent entre 4 et 5 tonnes/ha (Sido, 2010).

La culture du riz est une tradition ancienne au Niger. Elle est pratiquée selon un mode traditionnel sur les berges et dans les îles partiellement submergées du fleuve Niger, dans les bas-fonds ou les terres alimentées par les eaux de pluies et les crues du fleuve et enfin dans les cours d'eau permanents ou temporaires. La riziculture traditionnelle est néanmoins en perte de vitesse en raison notamment de la diminution des crues du fleuve Niger. Pratiquée sur 23 000 ha en 1986, elle ne couvrait plus que 4000 ha environ en 1998 et les rendements sont de l'ordre de 1,6 à 2 t/ha.

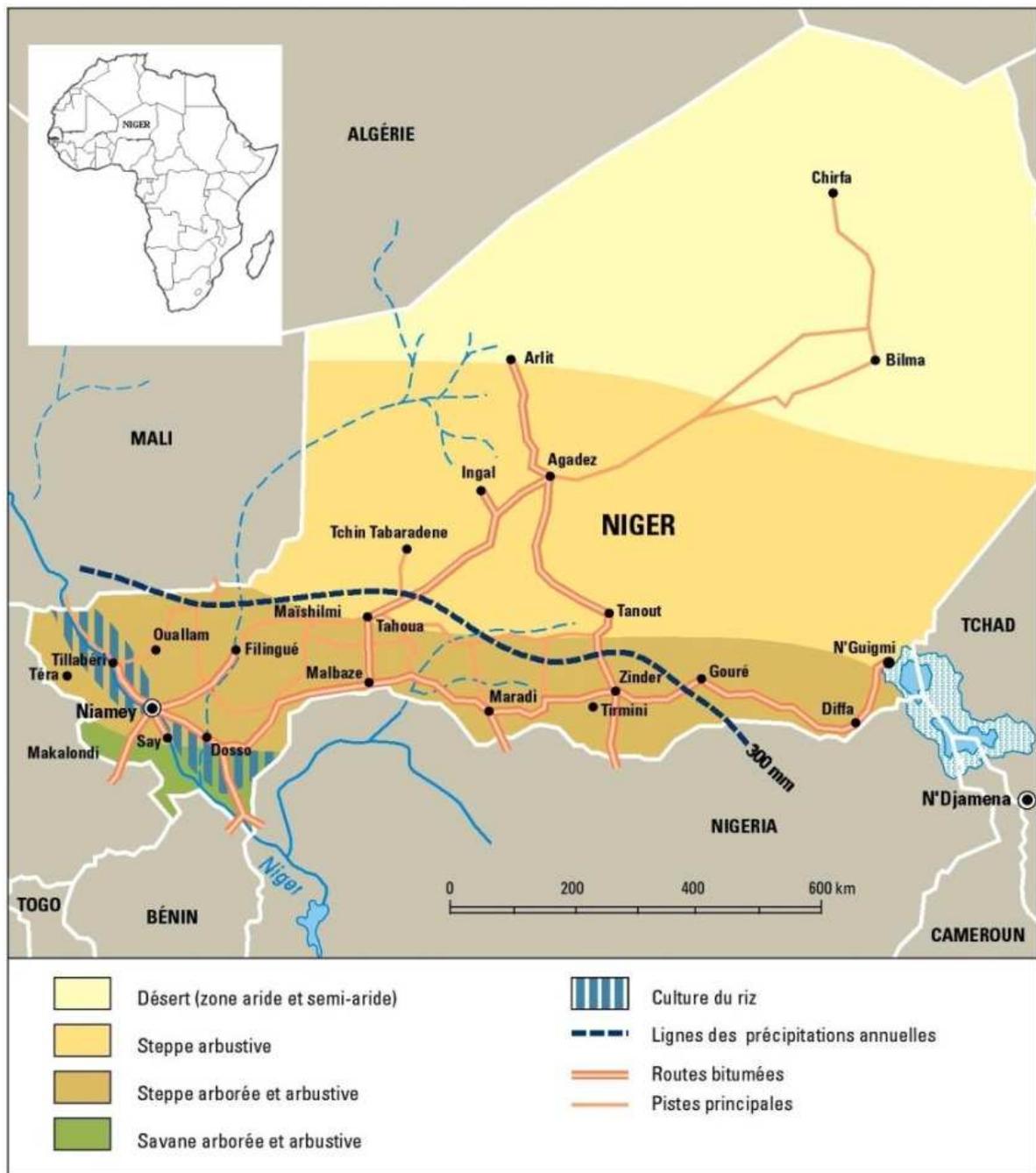


Figure 1.1 : Carte agro-écologique du Niger adaptée de Rekacewicz (2011), in Olivier de Sardan (2011).

## 1.2 L'irrigation dans la vallée du fleuve Niger

### 1.2.1 Les ressources en eau

Les principales ressources en eau de surface sont le fleuve Niger, le lac Tchad et la rivière Komadougou Yobé (Sud-est du Niger) :

- Le fleuve Niger

Il coule dans le sud-ouest du pays et son eau est très peu minéralisée. Le Tableau I.1 donne sa composition chimique moyenne dans son cours au Niger et au Mali (IWMI, 1998). Son faciès est de type carbonaté sodique. L'eau du fleuve présente partout une alcalinité résiduelle en calcite et gypse positive (Barbiéro, 1994). Les sols irrigués avec cette eau présentent une évolution alcaline ralentie, l'étiage correspondant à la période de forte concentration de l'eau du fleuve Niger.

*Tableau I.1 : Composition chimique de l'eau de l'eau du fleuve Niger (meq/l) (source : IWMI, 1998)*

Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	K <sup>+</sup>	Na <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
0,37	0,21	0,20	0,59	0	0,03	1,47

- Le lac Tchad et son affluent la rivière de Komadougou, situés au sud-est du Niger, ont vu leur niveau baisser au cours des dernières décennies. La superficie du Lac a rétréci d'un facteur 20 en 40 ans (FAO, 2011) : il est en effet passé de 25000 km<sup>2</sup> en 1963 à 1500 km<sup>2</sup> en 2001 (FAO, 2005b). Cette réduction de superficie est imputable au changement de pluviosité qui s'est produit au Sahel en 1973 (le Chari, principal affluent n'apporte plus en moyenne que 20 milliards de mètres cubes par an, contre le double dans la période 1950-68), et à la pression démographique.

Les ressources en eau au Niger sont importantes et estimées à plus de 30 milliards de m<sup>3</sup> en moyenne par an. La quasi-totalité (plus de 95%) de ces écoulements provient du fleuve Niger. Cependant, seul 1% de ces ressources est utilisé. 90% (77 000 ha) des superficies actuellement irriguées, sont localisées dans la vallée du Moyen Niger.

Les potentialités en eau souterraines du pays sont estimées à 2,5 milliards de m<sup>3</sup> en moyenne par an pour les nappes libres superficielles alimentées par les précipitations et/ou l'irrigation et environ 2000 milliards de m<sup>3</sup> pour les eaux souterraines non renouvelables dont une partie est utilisée pour soutenir les activités minières du nord du pays (FAO, 2005a). Ces ressources sont très peu utilisées par l'agriculture du fait des coûts élevés de l'énergie nécessaire au pompage.

### *1.2.2 Le potentiel en terre irrigables*

Les terres potentiellement irrigables sont estimées à 270 000 ha dont 51,85 % dans la vallée du fleuve Niger (FAO, 2011). L'irrigation sous toutes ses formes (maîtrise totale de l'eau en grande et petite irrigations, irrigation complémentaire et submersion contrôlée) ne porte que sur environ 85 663 ha, dont environ 13 663 ha (dont 92,33% exploités) bénéficient d'aménagements hydro-agricoles modernes, soit respectivement 1,9% et 0,25% du total des terres cultivées (FAO, 2005b). Les disponibilités en terres irrigables sont estimées à 140 000 ha. Sur ce potentiel, 11 600 ha sont constitués de sols développés dans des terrasses filtrantes, en position topographique élevée, ne convenant qu'à la polyculture (cultures maraichères et fruitières). Les terres de cuvettes plus argileuses et plus faciles à irriguer sont adaptées à la riziculture, mais ne couvrent que 24 000 ha (IWMI, 1997a).

### *1.2.3 Politique de développement de l'irrigation*

Compte tenu de la faiblesse de la pluviométrie et la mauvaise répartition des pluies, le Niger a opté pour la création d'aménagements hydro-agricoles mis en place et gérés par l'ONAHA (Office National des Aménagements Hydro-agricoles) constitué en 1978.

C'est ainsi que des périmètres ont été aménagés dans la vallée du fleuve Niger. En plus de la sécurité alimentaire, ces aménagements devraient permettre de faire face au problème foncier et à l'exode rural. Ces aménagements représentent une superficie nette irrigable de 8 516 ha répartis sur 37 sites (monoculture et polyculture).

L'objectif poursuivi est la maîtrise des amplitudes des crues du fleuve par son endiguement afin de prévenir les inondations. Cette réalisation visait l'accroissement des superficies cultivables, la pratique d'une double culture et une amélioration des rendements.

## **II. Le secteur d'étude**

### *II.1 Contexte géologique et géomorphologie régionale*

Le secteur d'étude se situe dans la vallée du moyen Niger, qui est la partie nigérienne du fleuve (sur une longueur de 550 km). Cette vallée est localisée dans la partie sud-ouest du Niger et est compris entre les méridiens 0° et 3° E et les parallèles 13° et 15° N (Figure I.2).

La plus grande partie du Moyen Niger s'étend sur le Liptako dans l'extrémité orientale du craton ouest africain. Cet espace géographique est réparti sur le Burkina Faso, le Mali et le

Niger. Géologiquement, il s'agit d'une ancienne pénéplaine, en pente douce vers le sud-est, dont l'altitude moyenne varie entre 200 et 250 m au-dessus du niveau de la mer. Des collines latéritiques tabulaires à pentes raides émergent de cette plaine. Le contrôle lithologique du modelé du paysage s'exprime par les formations granitiques omniprésentes dans les plaines et les plateaux formés par la ferralitisaiton de ces mêmes granites ou des schistes (Machens, 1973) (Figure I.2).

La région d'étude s'inscrit dans l'extrémité occidentale du bassin des *Iullimendens*. Le socle apparaît en faveur du creusement de la vallée du fleuve. Il correspond à une série volcano-sédimentaire formée essentiellement par (Figure I.3) :

- les roches métamorphisées *birrimiennes*, datant du *Protérozoïque Inférieur*, constituées principalement de schistes argileux, de roches basiques (amphibolites, andésites et gabbros) et surtout de granites calco-alcalins ;
- les schistes argileux de l'*Infracambrien* ;
- le *Continental Terminal*, d'âge Tertiaire, qui représente l'essentiel des affleurements au sein du bassin des *Iullimendens*.

Les dépôts du *Continental Terminal* (CT) peuvent s'être formés en milieu lacustre et proviennent de la destruction des sols ferralitiques développés sur des matériaux granitiques au cours du Tertiaire. Le CT est constitué de grès argileux au sein duquel s'intercalent des oolithes ferrugineuses d'épaisseur variable (15 à 50 cm) (Radier, 1957).

La bordure du plateau est disséquée en buttes et lanières surtout en rive gauche (Figure I.3). En rive droite, un système dunaire sépare la vallée des plateaux.

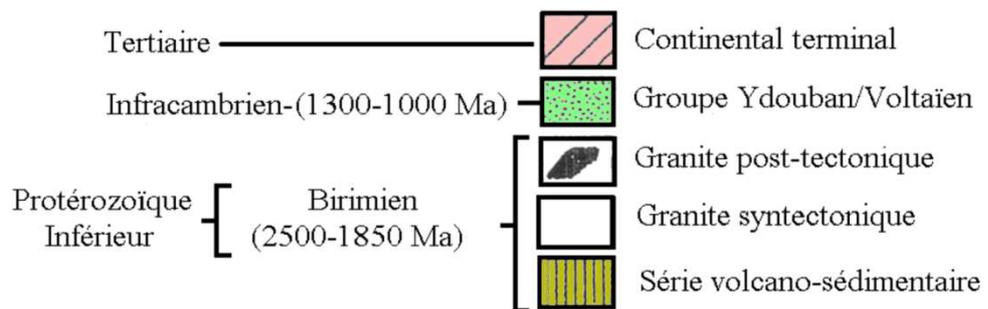
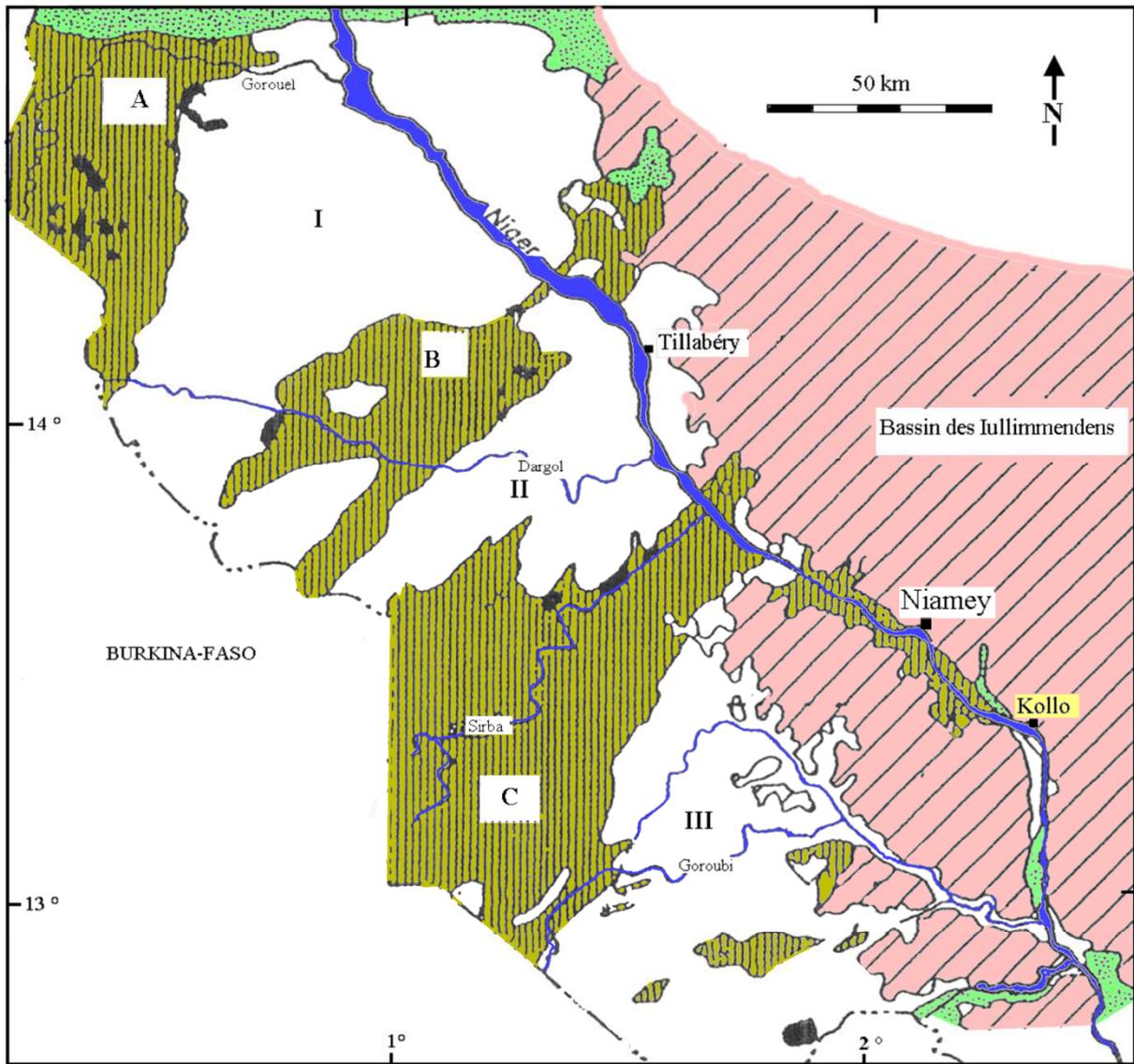


Figure 1.2. Carte géologique du Liptako nigérien (adaptée de Machens, 1973 et de Guéro, 2000)

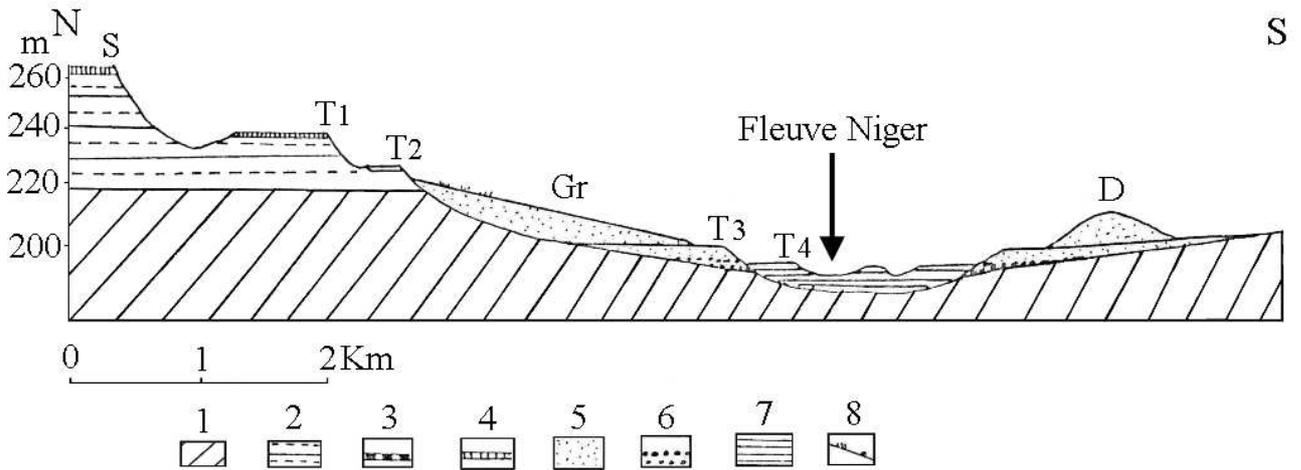


Figure 1.3. Les principales unités morphologiques de la vallée du fleuve Niger : 1 : roches du socle, 2 : Continental Terminal (CT), 3 : banc d'oolithes, 4 : cuirasse ferrugineuse, 5 : sable, 6 : graviers, 7 : argile, 8 : encroûtement à tubulures. S : surface sommitale du Continental Terminal ; D : dune ; Gr : glaciais récent ; T1 –T2 : terrasses anciennes ; T3 – T4 : terrasses récentes (adapté de Morel, 1983).

Le paysage actuel, façonné par le fleuve et ses affluents, remonte au Tertiaire (Morel, 1983). Il est composé de plateaux reliés à la vallée par un ensemble de glaciais et de terrasses (Figure 1.3).

Le plateau est la forme la plus haute de la région. La configuration tabulaire de son sommet est due à la présence d'une cuirasse rigide qui présente deux faciès :

- l'un est d'allure nodulaire très résistant ;
- l'autre est une carapace alvéolaire avec des joints ferrugineux et des nodules évoquant une bioturbation.

Les rebords des plateaux sont recouverts de pavées d'éboulis constitués des blocs issus du démantèlement de la cuirasse sommitale. Sous cette cuirasse et les dépôts du Continental Terminal, on observe sur le rebord de la vallée, le reste d'un manteau d'altération développé sur le socle précambrien, communément appelé lithomarge ou altérite. Cette altération remonte au Paléocène (Dubois, 1979). Son épaisseur peut atteindre jusqu'à 40 m, mais peut être très réduite dans la vallée et recouverte par les différents systèmes de glaciais et terrasses. Le creusement de la vallée actuelle a commencé probablement à la fin du Pliocène ou au début du Quaternaire sous un climat tropical à saison sèche, provoquant des écoulements violents (Morel, 1983).

Concernant les glaciais, leur différenciation se fait en fonction de leur période de formation et

des agrégats qui les composent. On rencontre principalement deux types de glacis :

- le glacis ancien (GA) : il a l'allure de lambeaux de plateaux, mais s'en écarte par son altitude plus faible (25 à 30 m) en-dessous de la surface de la fin du Continental Terminal et par l'inclinaison de sa surface de l'ordre de 4%. Généralement, il est détaché du plateau et son sommet est armé d'une cuirasse nodulaire très dure (Guéro, 2000) ;
- le glacis récent (GR) : il est taillé dans la roche en cours d'altération. Il est constitué d'accumulations sableuses de teinte variant d'ocre à rouge.

Les terrasses sont au nombre de quatre et leur étagement est net :

- la plus ancienne terrasse T<sub>1</sub> est située environ 40 m au-dessus du lit actuel du fleuve. Sa surface est recouverte d'un conglomérat ferrugineux et à galets, de quartz roulés unis par un ciment ferrugineux.
- la seconde terrasse T<sub>2</sub> est située à 10-15 m en dessous de la première. Il s'agit d'un replat entre l'ancienne et la troisième terrasse. Elle est constituée de morceaux recimentés de la précédente.
- la troisième terrasse T<sub>3</sub> se trouve de 2 à 3 m au-dessus du lit du fleuve. Elle est formée essentiellement d'un matériel graveleux faiblement induré par un ciment ferrugineux. Ce dépôt grossier est généralement masqué par une couverture sableuse.
- la quatrième terrasse T<sub>4</sub> est constituée d'un ensemble de cuvettes, comblées d'alluvions modernes et fines dont l'argile est le constituant dominant.

Au final, le relief de cette région est composé de deux unités géomorphologiques : d'une part les cuirasses des plateaux et des terrasses T<sub>1</sub> et T<sub>2</sub> peu perméables (difficiles à mettre en valeur) et d'autre part des formations meubles, glacis et terrasses T<sub>3</sub> et T<sub>4</sub> où se trouvent les jardins, les cultures pluviales et irriguées.

## ***II.2 Les sols des périmètres irrigués bordant le fleuve Niger***

Il s'agit de donner ici des informations générales sur les types de sols rencontrés dans les périmètres irrigués le long du fleuve Niger. Une description détaillée des sols du secteur d'étude est proposée dans le chapitre II.

Les sols de la vallée du fleuve Niger sont répartis en trois unités morphopédologiques, qui, du

haut vers le bas d'une toposéquence, correspondent successivement au bas-glacis, aux terrasses et aux cuvettes (IWMI, 1998).

Les bas-glacis et les terrasses sont souvent confondus. Les sols présentent une très grande hétérogénéité : on y rencontre des sols argileux, sableux, sablo-limoneux avec localement des affleurements rocheux limitant la profondeur du sol. Ils sont par endroits très sodiques (Barbiero, 1994). L'alcalinité et la sodicité sont antérieures à l'aménagement des périmètres.

Les sols de cuvettes sont présents le long du fleuve et séparés de celui-ci par un cordon dunaire. Ces sols se sont développés sur des alluvions très hétérogènes constituées d'un mélange de sables et d'argiles. Les digues de ceinture mises en place pour protéger les aménagements hydro-agricoles des crues du fleuve perturbent la relation d'échange hydrique (alimentation, drainage entre la nappe phréatique de la cuvette et le fleuve). La cuvette devient alors un site d'évaporation de l'eau et de concentration des éléments minéraux. Sur les sols limoneux, à proximité des affleurements granitiques où la nappe est très peu profonde, la saturation de la Capacité d'Echange cationique (CEC) par le sodium (rapport Na/T) est de l'ordre de 80% avec la présence de salants noirs ( $\text{NaCO}_3$ ) (Guéro, 1987).

Les phénomènes de dégradation physico-chimique prennent de l'ampleur sur les périmètres. Les risques d'alcalinité et de salinité sont surtout importants à proximité des zones rocheuses. (IWMI, 1998).

Pour mieux appréhender les sols des périmètres de la vallée du moyen Niger, les résultats d'études pédologiques de quatre périmètres représentatifs des aménagements sont exposés. Trois (Tillakaina, Sona et Lossa) se situant en amont de Niamey et un en aval (Kollo). Le tableau I.2 donne une comparaison des caractéristiques de ces sols.

#### *Tillakaina (Guéro, 2000)*

Les études menées par Guéro (2000) révèlent que les sols de Tillakaina, situés sur la terrasse T<sub>3</sub>, sont caractérisés par une structure polyédrique grossière à moyenne dans les horizons de surface et prismatique et fusiforme en profondeur. Cette structure se dégrade avec la profondeur. On note la présence de nodules calcaires localisés à l'intérieur des profils et rarement en surface. Des taches d'oxydoréduction avec des concrétions ferro-manganiques et une amplification de l'hydromorphie en profondeur sont notées. L'altérite de granodiorite baigne dans une nappe perchée induite par l'excès d'irrigation. Quelques taches d'efflorescences saline sont notées dans ces sols.

*Sona (Guéro, 2000)*

Sur ce périmètre situé également sur la terrasse T<sub>3</sub>, on retrouve une structure polyédrique grossière à moyenne dans les parties supérieures des profils et moyenne à fine dans les parties intermédiaires.

Les taches grises et ocres d'hydromorphie remontent vers la surface en se dirigeant vers le fleuve, signe d'une hydromorphie qui s'accroît vers le fleuve. Ces signes d'hydromorphie sont parfaitement corrélés avec les structures massives. Des nodules calcaires sont observés en profondeur et disparaissent en se déplaçant vers le fleuve. Comme à Tillakaina, on note une absence généralisée de nappe phréatique.

*Lossa (Barbiero, 1994)*

Les études ont montré que les sols de Lossa (terrasse T<sub>3</sub>) sont des sols alcalins non salés, avec une conductivité hydraulique à saturation faible et un pH voisin de 9,5 alors que la conductivité électrique sur pâte saturée est de l'ordre de 300  $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$  (0,3 dS.m<sup>-1</sup>). Les argiles dominantes sont du type kaolinite et montmorillonite. Le sodium est le cation fortement dominant dans ces sols.

*Kollo (Guéro, 2000)*

Les rizières de Kollo sont situées sur la terrasse T<sub>4</sub> contrairement à celles de Tillakaina et Sona. Sur le plan textural, Kollo se révèle être plus argileux que les autres, avec des propriétés verticales plus marquées.

Les sols de Kollo présentent une humidité croissante en profondeur. La zone de saturation est située à 1 m et correspond au toit d'une nappe phréatique. Cette nappe peut être masquée par un lit gravillonnaire consolidé par des oxydes de fer difficiles à traverser à la tarière. La dynamique de cette nappe n'est pas établie et on ne sait pas s'il s'agit d'une nappe perchée ou d'une nappe connectée à la nappe alluviale du fleuve Niger.

Les sols de Kollo diffèrent de ceux des autres périmètres par le fait qu'ils sont plus argileux, mais aussi acides, avec un pH mesuré à l'eau de l'ordre de 3 à 5, et fortement salés. Les types de sels identifiés sont des sulfates d'aluminium (alunogène, halotrichite, apjohnite, tamarugite), de fer (rozénite, jarosite), de calcium (gypse) et de magnésium (starkéyite, hexahydrate). Les précipités de sel se manifestent sous forme de taches blanches et sont présents principalement dans les horizons argileux oxydés rouge vif et en association avec des

taches jaunes du fer. Ces caractéristiques sont souvent rencontrées dans les sols dit sulfatés acides des zones côtières à mangrove, par exemple en Basse-Casamance, au Sénégal (Boivin, 1990 ; Montoroi, 1996), mais n'ont jamais été décrites dans des zones alluviales continentales éloignées des côtes.

Les caractéristiques très particulières des sols de Kollo leur donnent une spécificité qui mérite d'être étudiée, d'où leur choix pour cette étude. En effet, on est en présence de sols en zone endoréique qui présentent des caractéristiques de sols de zone côtière.

Tableau I.2 Caractéristiques des sols de quatre périmètres irrigués bordant le fleuve Niger (d'après Barbiéro, 1994 et Guéro, 2000)

Périmètre	Texture	Structure	pH	CE (dS.m <sup>-1</sup> )	Nappe	Hydromorphie	Type d'argile	Terrasse
Tillakaïna	Argileux à argilo-sableux	Polyédrique prismatique	à Neutre alcalin (9,5)	à 1-3	absence	Temporaire	Kaolinite	T <sub>3</sub>
Sona	Argileux à argilo-sableux	Polyédrique	Neutre alcalin	à -	absence	Temporaire	Smectite	T <sub>3</sub>
Lossa	Argilo sableux	Prismatique massive	et Autour de 9,5	de 0,3	absence	Absence	Kaolinite-Montmorillonite	T <sub>3</sub>
Kollo	Argileux	Polyédrique, prismatique	Acide (4-5)	1-5	Présente	Fonctionnelle temporaire permanente ?	Kaolinite en surface-smectite en profondeur	T <sub>4</sub>

## ***II.3 Le périmètre rizicole de Sébéri (Kollo)***

### *II.3.1 Situation et contexte climatique*

Le périmètre rizicole de Sébéri (Kollo) est situé à 40km au sud-est de Niamey (13°16'31''N, 2°21'25''E) (Figure I.4). Le périmètre est situé sur la terrasse T4 communément appelée cuvette. D'une superficie de 380 ha, il a été aménagé en 1984 pour la riziculture intensive (2 campagnes par an) dans des casiers de 0,25 ha. Ces casiers rizicoles (parcelles) sont séparés les uns des autres par des diguettes qui facilite la submersion et favorise l'infiltration.

Le climat est de type tropical sec. La moyenne sur 24 ans de la pluviométrie annuelle (Figure I.5.A) est de 525 mm.an<sup>-1</sup> avec un écart-type de 113 mm.an<sup>-1</sup>. Les précipitations sont irrégulièrement réparties dans l'année (Figure I.5.B) avec un maxima en juillet-août (144,2 mm et 152,8 mm) et des minima en mai (19,6 mm) et octobre (21,8 mm), qui correspondent respectivement au début et à la fin de la saison des pluies. Les températures moyennes mensuelles sont de 36°C en période de forte chaleur (avril) avec des maxima qui peuvent atteindre 47°C. En saison fraîche, les températures moyennes mensuelles sont de 25°C en Janvier. L'analyse du diagramme ombrothermique (Figure I.5.B) met en évidence une saison sèche (SS) d'octobre à mai et une saison humide (SH) de juillet à septembre. Les interventions sur les cultures ne peuvent être entreprises que pendant la saison humide. Il est ensuite nécessaire d'irriguer pour palier au déficit hydrique.

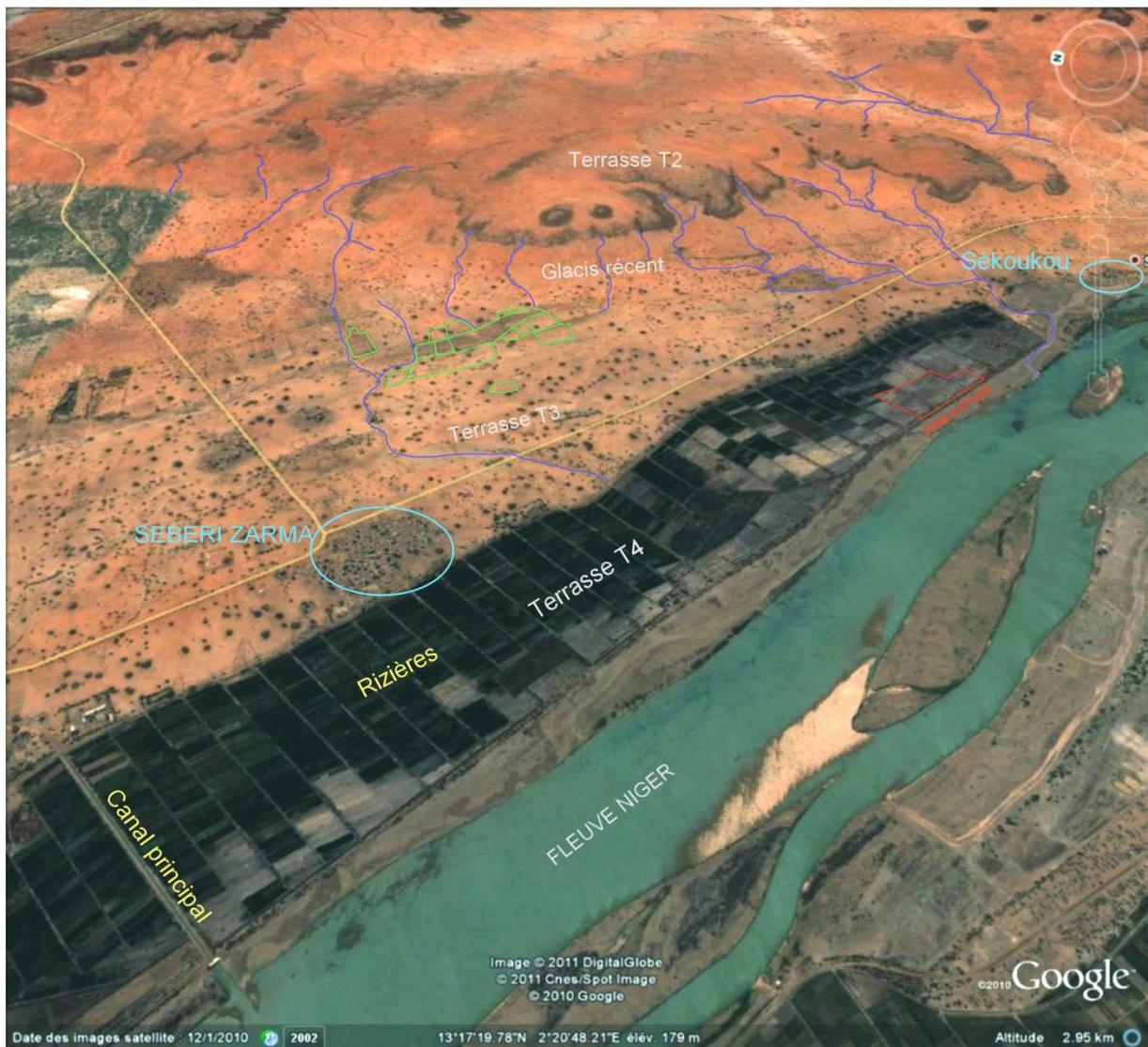


Figure I.4. Photographie aérienne datée de janvier 2010 du périmètre rizicole de Sébéri (Kollo) (adaptée de Google Earth, 2010)

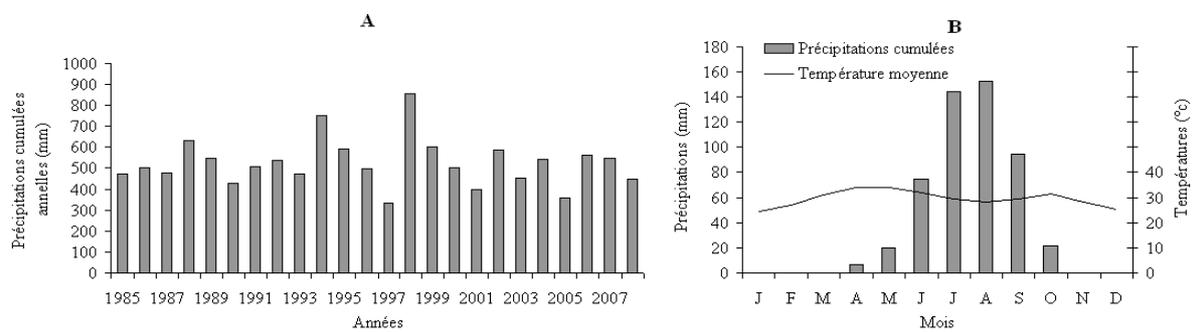


Figure I.5. Précipitations cumulées annuelles (A) et diagramme ombrothermique (B) de la station météorologique de Kollo sur la période de 1985 à 2008 (Service météo de Kollo)

### II.3.2 Géologie locale du secteur d'étude

En raison de la grande épaisseur des formations superficielles, aucun affleurement rocheux n'est observable sur le site d'étude. Le socle altéré n'est observé qu'à la faveur du creusement linéaire des ravines. D'une manière générale, le paysage est relativement plat. La figure I.6 montre la géologie locale du secteur d'étude. Les formations du Quaternaire sont largement prépondérantes. Les jupes sableuses, en remontant le talus s'adossent sur les grès ferrugineux du Continental Terminal. Le glacis, riche en loupes d'érosion, est issu du CT, d'où le caractère ferrugineux des sols.

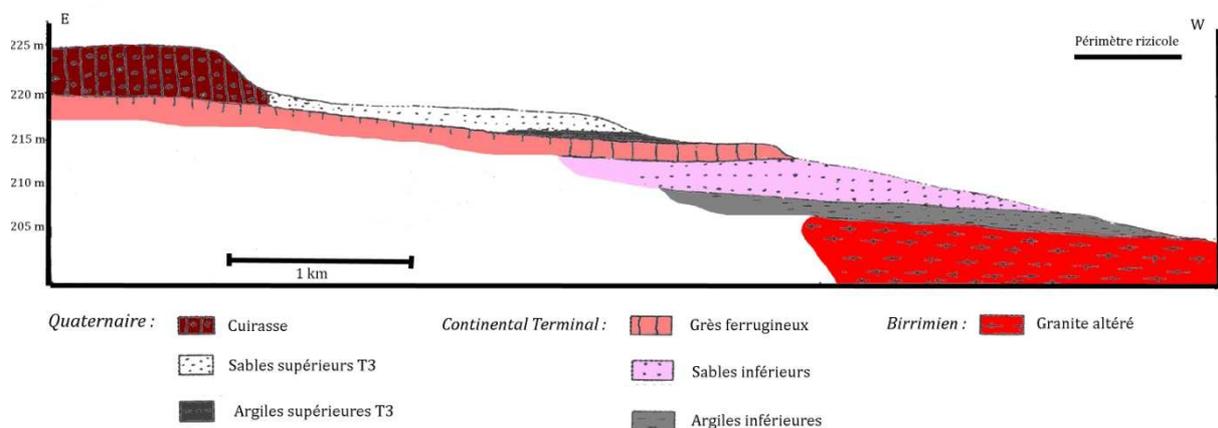


Figure I.6. Coupe géologique de Kollo (adaptée de Guéro, 2000)

La terrasse T4 a une texture fine reposant (argiles inférieures) sur un lit de graviers roulés. La couleur dominante est le gris dans les horizons superficiels et intermédiaires. En profondeur, elle apparaît bleu verdâtre traduisant l'état réduit du fer (horizon réductique) ou fortement marquée par des taches de couleur rouge à rouille. La nappe est située entre 1,20 et 1,40 m. Le profil pédologique est marqué par des efflorescences salines en surface, par des taches d'oxydoréduction du fer et des sels précipités dans les horizons profonds. Cette présence simultanée d'eau, de sels et de taches d'hydromorphie, confirme l'actualité de la dynamique des sols de la terrasse T4 et la singularité de leur fonctionnement par rapport aux sols de terrasses T3.

### *II.3.3 Historique et fonctionnement du périmètre*

#### *II.3.3.1 Evolution et situation actuelle*

Avant son aménagement en 1980, le périmètre rizicole de Sébéri était exploité en riz flottant et sorgho de décrue. Il est d'une superficie de 380 ha et subdivisé en six Groupements Mutualistes des Producteurs (GMP) avec à l'origine 1100 attributaires issus de 14 villages.

La gestion du périmètre était initialement étatique. Du fait de l'austérité budgétaire, l'état s'est ensuite désengagé par rapport aux exploitants avec la mise en place d'un système d'auto-encadrement développé sur le périmètre. Cette situation s'est accentuée avec la libéralisation du marché, qui a modifié le contexte socioéconomique et a eu des répercussions sur la gestion du périmètre. Le nouveau cadre ainsi créé privilégie l'implication des producteurs dans le fonctionnement du périmètre. Ces producteurs se sont organisés en coopérative.

Le fondement de la coopérative repose sur l'utilisation d'un bien commun (l'eau), outre des moyens d'exhaure que sont les stations de pompage et de drainage. Le périmètre étant collectif, l'équité de la distribution de l'eau reste le problème fondamental. Les agriculteurs se trouvent face aux problèmes concrets d'entretien d'une partie du réseau, alors qu'ils ne possèdent pas les bases techniques suffisantes d'estimation des besoins en maintenance ainsi que les capacités de négociation avec une entreprise chargée des travaux.

C'est dans ce contexte que le périmètre a été réhabilité en 1988. Le projet de réhabilitation a institué un tour d'eau sur la base d'un planning affiché sous forme d'un panneau polychrome (Photo I.1) qui renseigne sur la zone d'alimentation de l'arroseur (tertiaire).

Six principes régissant le tour d'eau ont été établis :

1. le tour d'eau n'a pas d'unité de temps inférieur à la demi-journée ;
2. il s'applique par semaine et reste fixé pour toute l'année ;
3. la durée en heures est fonction des besoins réels du mois considéré ;
4. les irrigations se pratiquent 6 jours par semaine (en moyenne 14 heures/j pendant le mois de pointe, c'est-à-dire mai) ;
5. en cas de panne, le tour d'eau est conservé. Les volumes non fournis à temps le sont le 7<sup>ème</sup> jour de la semaine et les nuits ;
6. le tour d'eau est suspendu, lorsque la demande en eau devient faible (en fin de saison).

L'eau d'irrigation est pompée du fleuve Niger à partir de la station de pompage et descend par gravité à travers le canal principal (Photo I.2) pour alimenter les parcelles via les canaux secondaires et tertiaires (arroseurs).

Le réseau de drainage, constitué de rigoles peu profondes (20 à 30 cm) à ciel ouvert, évacue les eaux de vidange des parcelles, l'excédent d'irrigation et le ruissellement en saison des pluies. En bordure ouest se trouve la colature qui achemine les eaux usées vers le fleuve.

Dans la réalité, le tour d'eau n'est pas effectif en continu depuis la réhabilitation du périmètre. L'électrification des stations de pompage n'a pas permis son application bien qu'elle offre des avantages considérables (les volumes d'eau pompés sont importants et l'irrigation est moins pénible). Ceci parce que les producteurs ne sentent pas la nécessité de rationaliser l'irrigation. Alors que l'efficacité du système (panne minimale, disponibilité de l'eau à tout moment) doit logiquement conduire à une rationalisation de l'utilisation de l'eau.

Le tour d'eau n'est appliqué qu'à partir du moment où le repiquage du riz est effectué ou en cas de pénurie de la ressource. En règle générale, la distribution d'eau se fait à la demande malgré les surcharges financières que cela entraîne sur la redevance. On assiste à des abandons de parcelles essentiellement dus à un manque d'eau accentué par l'extension des surfaces affectées par le phénomène de salinisation.

### II.3.3.2 La culture du riz en double campagne et ses pratiques culturales

Les pratiques culturales à Sébéri sont basées sur la culture du riz en double campagne. La figure indique la durée théorique des deux campagnes : saison sèche (SS) et saison humide (SH).

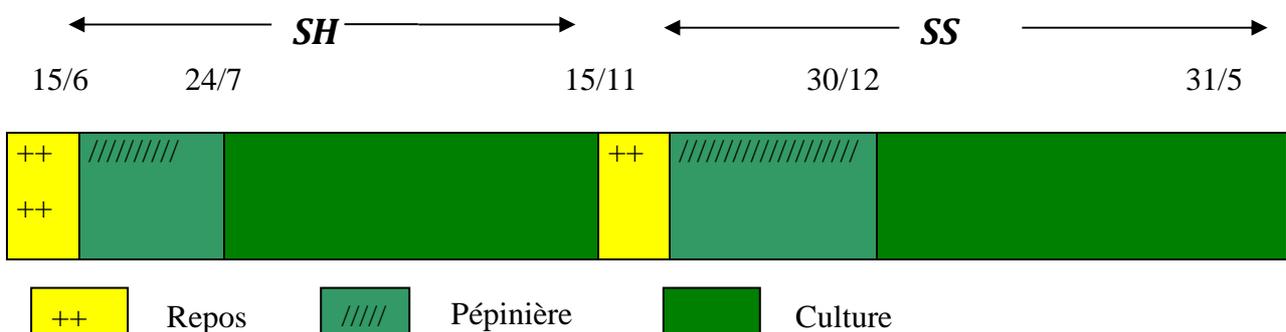


Figure I.7 : Durée théorique des doubles campagnes de riz

Le mode de plantation utilisé à Sébéri est le repiquage (Photo I.5). Il permet un raccourcissement de la période d'occupation du sol et facilite la pratique des travaux culturaux. Auparavant a lieu l'arrachage des plants en pépinière (Photo I.4)

Au préalable, un labour est effectué par des *Unités de Culture Attelée* (UCA) (Photo I.3), étant donné que les superficies des parcelles ne rentabilisent pas l'utilisation du tracteur, qui risquerait de surcroît de briser les diguettes. Le labour est réalisé à une profondeur de 20 cm, ce qui dans un matériau argileux saturé, favorise la formation d'une semelle de labour et limite progressivement le drainage et l'enracinement. On y remédie en effectuant périodiquement un labour plus profond.

Après le repiquage, le désherbage (Photo I.6) est le travail le plus coûteux et pénible en riziculture notamment lorsqu'il est réalisé manuellement. Les pratiques de désherbage reposent le plus souvent sur le sarclage manuel.

Durant la période de mise en culture, 3 apports d'engrais chimique sont réalisés avant la récolte. Le rendement en riz dépend essentiellement du respect du calendrier cultural.



*Photo I.1 - Panneau d'identification des couleurs en fonction des jours d'irrigation*



*Photo I.2 - Canal principal*



*Photo I.3 - Labour à UCA*



*Photo I.4 - L'arrachage des plants en pépinière*



*Photo I.5 - Le repiquage*



*Photo I.6 - Désherbage manuel*



*Photo I. 7 - Parcelle après désherbage*

### **III. Conclusion**

L'irrigation reste l'une des meilleures solutions alternatives pour faire face aux contraintes climatiques qui limitent le développement de l'agriculture au Niger, d'où l'aménagement des périmètres irrigués dans la vallée du fleuve Niger.

Le périmètre rizicole de Sébéri (Kollo), retenu comme zone d'étude, se trouve sur le niveau de terrasse de type T4 situé à proximité immédiate du fleuve Niger et constitué d'alluvions fluviales modernes en comblement de cuvettes. Le périmètre de Sébéri présente des caractéristiques spécifiques non observées sur d'autres périmètres rizicoles du Niger, mais décrites dans des situations d'anciennes mangroves côtières : les sols y sont argileux, vertiques, avec une acidité marquée et fortement salés ; de plus, une nappe phréatique fonctionnelle est présente à faible profondeur. La salinité des sols limite fortement la production rizicole dans des secteurs étendus du périmètre.

La maîtrise de la salinité dans les rizières constitue un enjeu majeur pour le Niger, un pays qui cherche à atteindre l'autosuffisance alimentaire à travers l'augmentation de sa production agricole.

## Chapitre II

### Caractérisation des sols vertiques et salés de la zone d'étude et leur positionnement dans le système international

#### Introduction

Les sols à propriétés vertiques regroupent un ensemble très large de sols ayant des propriétés communes liées à une teneur élevée en argile, supérieure à 30 % (WRB, 2006) ou à 40 % (RP, 2008) selon les classifications considérées, et à une nature minéralogique dominée par des minéraux gonflants le plus souvent smectiques. La morphologie et le comportement de ces sols sont influencés par des alternances de gonflement et de retrait, qui induisent des états structuraux très différents en périodes sèche et humide, et qui conditionnent fortement le régime hydrique des sols.

Les Vertisols désignent des sols à propriétés vertiques particulièrement bien marquées, présentant de surcroît un horizon qualifié de *vertique* (WRB, 2006 ; RP, 2008) à moins de 100 cm de la surface et des fentes temporaires en saison sèche. Estimés à 335 millions d'ha dans le monde (FAO, 2001), les Vertisols sont développés dans des sédiments présentant une forte proportion d'argiles gonflantes ou sur des substrats dont l'altération génère ces argiles. On les rencontre en majorité dans les zones tropicales semi-arides (de 400 à 1000 mm de pluviométrie annuelle), mais ils existent également en milieu tropical humide, le déterminant climatique majeur étant l'existence d'une saison sèche prononcée (WRB, 2006).

Au Niger, la superficie occupée par les Vertisols est estimée à 0,1 million d'ha (Dudal et Eswaran, 1988). Ils sont situés en majeure partie dans la vallée du fleuve Niger où ils ont

souvent été aménagés pour constituer des périmètres irrigués. Ces périmètres contribuent à la sécurisation de la production alimentaire face au déficit hydrique récurrent que connaît ce pays et représentent 14 % de la valeur total du PIB (Produit intérieur brut) agricole du Niger. La gestion et l'utilisation de ces sols s'avèrent donc importantes pour la production agricole et la sécurité alimentaire, mais l'utilisation agricole intensive de ces sols est remise en cause dès lors qu'ils sont affectés par le phénomène de salinité.

Les sols du périmètre de Kollo ont cette spécificité de présenter à la fois des propriétés vertiques et de salinité. L'interaction entre ces propriétés peut conduire à des processus de dégradation de la structure des sols, qui induisent une diminution de l'activité biologique, une augmentation de la salinité et par conséquent une baisse de la fertilité des sols et du rendement des cultures. De nombreuses études ont caractérisé le comportement de tels sols (Azib, 1989), mais dans un contexte géochimique marqué par la présence de sels sodiques. Ces conditions ne sont *a priori* pas dominantes dans le périmètre de Kollo, pour lequel Guéro (2000) a identifié une distribution séquentielle des sels à base de sulfates essentiellement magnésiens.

Les objectifs de ce chapitre sont de présenter et de synthétiser l'ensemble des informations disponibles sur les sols du périmètre d'étude de Kollo, afin de les positionner dans un contexte bibliographique bien établi et de disposer des informations qui permettront de mieux interpréter les études de fonctionnement hydrique et géochimique réalisées.

Il s'agira ainsi de :

- caractériser les sols du périmètre d'étude à partir d'observations morphologiques de terrain et de méthodes analytiques de caractérisation des constituants, menées sur des profils pédologiques ;
- caractériser les propriétés hydrodynamiques et hydrostructurales des horizons par la mise en œuvre de méthodes spécifiques de laboratoire, appliquées à des échantillons non remaniés prélevés sur les profils pédologiques ;
- identifier les principales variations latérales des sols au sein du périmètre irrigué, notamment en termes de salinité et d'épaisseur des horizons argileux, par comparaison des profils pédologiques entre eux et en mobilisant des méthodes géophysiques de résistivité électrique.

Nous allons en premier lieu présenter les différentes méthodes utilisées pour l'étude et la caractérisation des sols de la zone d'étude. Nous positionnerons ces sols par rapport à différents systèmes de classification des sols, ce qui permettra de mieux référencer les études de fonctionnement ultérieures dans leur contexte bibliographique.

## **I. Matériel et méthodes**

### ***I.1 Plan d'échantillonnage***

L'étude détaillée des sols du périmètre d'étude s'est en premier lieu fondée sur 7 fosses pédologiques, notées *P1* à *P7*, creusées de mai 2008 à mai 2010, et dont les solums ont été décrits et pour partie échantillonnés sur la base des horizons observés (Figure II.1). Ces fosses sont alignées le long de trois transects notés *A*, *B* et *C* qui permettent d'analyser la variabilité latérale des sols perpendiculairement et parallèlement au lit du fleuve Niger. Au sein du périmètre irrigué, des mesures géophysiques et des sondages à la tarière suivant un échantillonnage systématique ont permis d'analyser avec une meilleure résolution la variabilité spatiale des sols au sein de la zone d'étude, notamment l'épaisseur de la couche argileuse (Figure II.1).

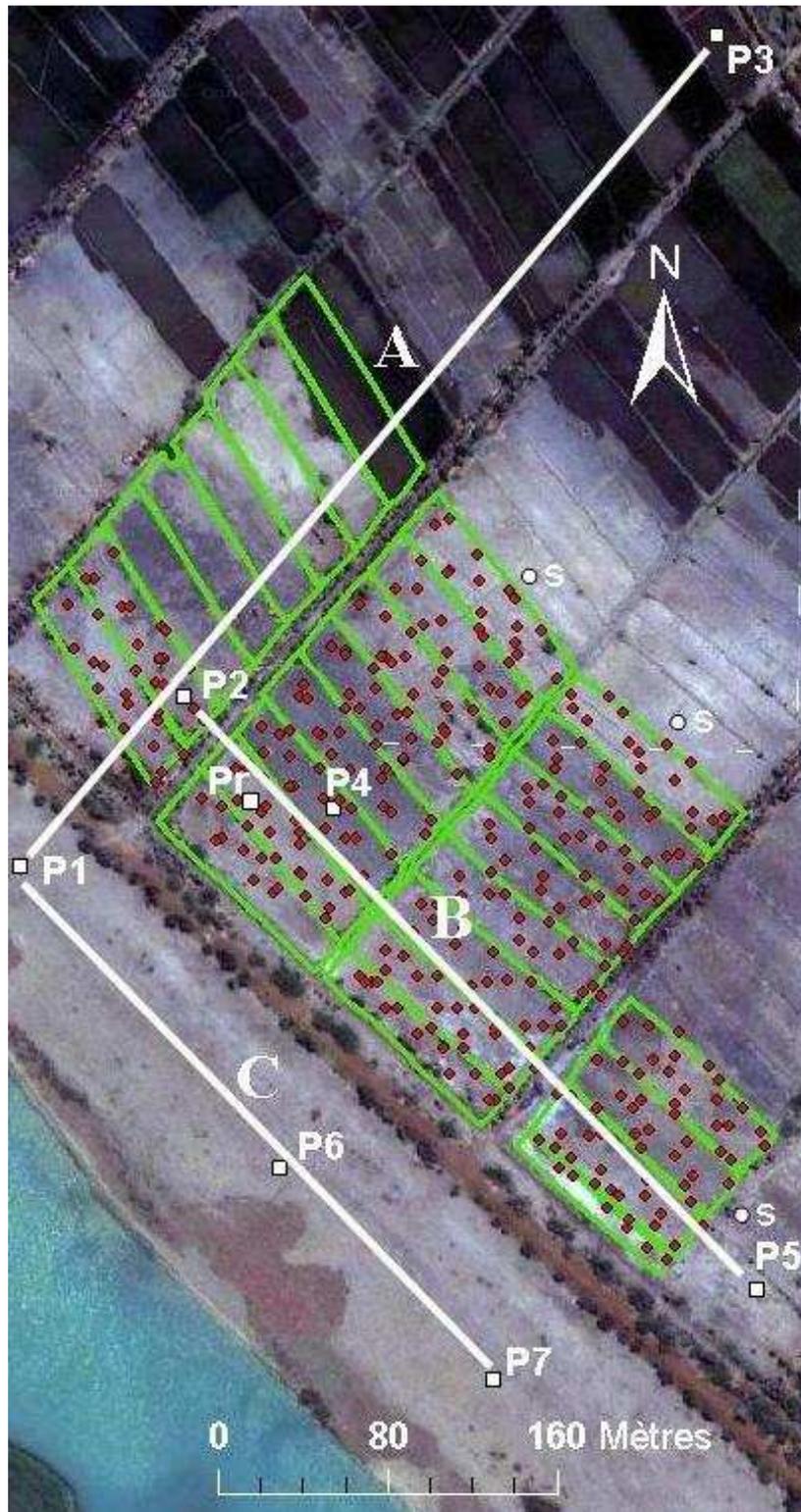
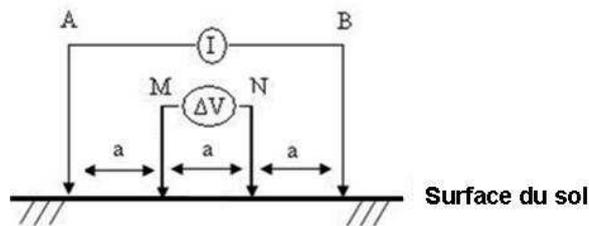


Figure II.1 - Localisation des profils pédologiques (P1, P2, P3, P4, P5, P6, et P7) le long de trois transects (A, B, C), du point de prélèvement du prisme (Pr), des points de sondages à la tarière (S) et des sondages électriques de configuration Wenner (■) dans la zone d'étude sur le site de Kollo.

## ***1.2 Estimation de l'épaisseur de la couverture argileuse par inversion 1D de sondages électriques***

L'estimation de l'épaisseur totale de la couverture argileuse des sols du site d'étude de Kollo a été réalisée par inversion 1D de sondages électriques réalisés du 28 mars 2011 au 4 avril 2011 sur des parcelles exploitées et non exploitées. Cette période de mesure correspond à une période sèche où la température moyenne est de 36°C. L'humidité du sol dans les parcelles exploitées, récemment irriguées, est proche de la saturation. Sur l'ensemble du site d'étude, 1240 mesures (310 sondages électriques avec 4 espacements inter-électrodes) ont été effectuées. Pour chaque sondage électrique, les mesures de résistivité apparente du sol ont été effectuées au moyen d'un résistivimètre Syscal R1<sup>+</sup> (Iris Instrument, Orléans) relié à un dispositif de 4 électrodes implantées en ligne sur le sol selon une configuration Wenner (Figure II.2). Les mesure de résistivité apparente du sol sont effectuées en chaque emplacement pour des espacements inter-électrodes  $a$  croissant de 0,3m, 0,5m, 1,5m et 4m.



*Figure II.2 - Schéma du principe de la mesure de la résistivité électrique apparente du sol lors d'un sondage électrique avec un quadripôle d'électrodes en ligne de configuration Wenner : A et B sont les électrodes d'injection de courant, M et N les électrodes mesurant la différence de potentiel électrique,  $a$  est l'espacement entre les électrodes*

La résistivité apparente d'un milieu supposé d'extension semi-infinie, mesurée avec un quadripôle d'électrodes de configuration Wenner et pour un espacement inter-électrodes  $a$ , est donnée par la relation ci-dessous :

$$\rho = 2\Pi a (\Delta V/I) \quad (1)$$

où  $I$  est l'intensité du courant électrique injecté entre les électrodes A et B et  $\Delta V$  est la différence de potentiel électrique mesurée entre les électrodes M and N (Figure II.2).

L'inversion 1D des données de sondages électriques a été réalisée à l'aide du logiciel QWIND (CNRS-UPMC) supposant un modèle de répartition tabulaire des terrains. Nous avons choisi un modèle d'inversion à deux terrains. Le premier terrain est caractérisé par 2 paramètres : une résistivité ( $Rho1$ ) et une épaisseur ( $Ep1$ ) alors que le second terrain est caractérisé uniquement par une valeur de résistivité apparente ( $Rho2$ ), son épaisseur étant supposée infinie. Le premier terrain représente la couche d'argile salée caractérisée par une résistivité électrique faible et une épaisseur variable. Le deuxième terrain correspond à la terrasse alluviale du fleuve Niger située sous le niveau d'argile. Il se caractérise par une résistivité apparente significativement plus élevée. Pour l'inversion de nos données, nous avons initialisé la résistivité du premier terrain à 5  $\Omega.m$  pour une épaisseur de 1 m et la résistivité apparente du second terrain à 80  $\Omega.m$ . L'inversion des sondages électriques est réalisée en permettant aux trois paramètres de varier simultanément. Le logiciel QWIND fournit des estimations de  $Rho1$ ,  $Ep1$  et  $Rho2$  pour chaque sondage électrique, par une démarche itérative d'optimisation mobilisant les mesures de résistivité apparente pour les 4 écartements retenus (0,3m, 0,5m, 1,5m et 4m) et respectant la géométrie précédemment décrite du milieu,.

Une carte des épaisseurs estimées de la couverture d'argile est ensuite réalisée à l'aide d'une méthode d'interpolation des valeurs ponctuelles  $Ep1$  par krigeage ordinaire, en utilisant le module *Geostatistical Analyst* d'Arcgis 9.3.1. (Esri, 2009).

### ***1.3 Analyses physico-chimiques des échantillons prélevés au niveau des profils P2 et P3***

Les analyses physico-chimiques ont été réalisées à l'INRA d'Arras (Laboratoire d'analyse des sols) et ont concerné les échantillons prélevés dans les horizons délimités lors de l'ouverture de deux fosses représentatives des sols de la zone d'étude, l'une salée (Profil 2) et l'autre non salée (Profil 3). Les analyses physico-chimiques réalisées sont les suivantes :

#### *Analyse granulométrique*

L'analyse granulométrique a été faite selon la norme *NF X 31-107*, permettant de déterminer les proportions de cinq classes granulométriques par rapport à la phase minérale, après destruction de la matière organique de l'échantillon par l'eau oxygénée ( $H_2O_2$ ). La détermination des fractions les plus fines ( $< 50 \mu m$ ) s'effectue au moyen de 3 prélèvements

successifs (à la pipette dite de Robinson) dans une suspension de sol en cours de sédimentation, préalablement dispersée par ajout de dispersant (( $\text{NaPO}_3$ )<sub>6</sub> +  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) et ultrasonification. Les fractions des sables grossiers et des sables fins sont séparées par passage sur tamis de 200 et 50  $\mu\text{m}$ . Les résultats sont exprimés par rapport à la phase minérale (somme des 5 fractions égale à 1000).

#### *Carbone organique et azote total*

Le protocole suit la norme *NF ISO 10694*. La méthode repose sur la transformation en dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) de la totalité du carbone présent dans l'échantillon. La réaction s'effectue en portant ce dernier à environ 1000°C en présence d'oxygène. Après séparation chromatographique, la quantité de dioxyde de carbone formée est quantifiée au moyen d'un catharomètre (conductibilité thermique). La prise d'essai est d'environ 50 mg d'échantillon broyé à 250  $\mu\text{m}$ .

Pour l'azote total, l'analyse est faite selon la norme *NF ISO 13878*. La teneur en azote (organique et minéral) de l'échantillon est déterminée en le chauffant à environ 1000°C en présence d'oxygène. Les produits de combustion ou décomposition sont réduits à l'état d'azote moléculaire ( $\text{N}_2$ ). Les quantités de  $\text{N}_2$  formées sont quantifiées, après séparation chromatographique, au moyen d'un catharomètre. La prise d'essai est d'environ 50 mg d'échantillon broyé à 250  $\mu\text{m}$ .

#### *pH H<sub>2</sub>O et pH KCl*

La mesure du pH se fait après mise en suspension de l'échantillon de sol séché à l'air dans une solution de KCl à 0,1 mol/l (pH KCl) ou dans de l'eau (pH H<sub>2</sub>O) avec un rapport volumétrique 1/5. La méthode utilisée est celle de la norme *NF ISO 10390*. La prise d'essai est d'environ 10 g d'un échantillon broyé à 2 mm.

#### *Capacité d'échange cationique (CEC) et cations échangeables après extraction à la cobaltihexammine*

La capacité d'échange cationique et les cations échangeables (Ca, Mg, K, Na) ont été déterminés au pH du sol après extraction avec la cobaltihexammine selon la norme *NF X 31-130*. La détermination de la concentration en ions cobaltihexammine restée en solution après échange avec l'échantillon permet de calculer la quantité fixée sur ce dernier et d'en déduire la

valeur de sa CEC. Les dosages sont réalisés par émission atomique en plasma induit d'argon (ICP-AES). Le sodium est dosé par émission atomique de flamme (EAF).

*Détermination des éléments dosés sur les extraits à l'eau.*

Les cations alcalins (Na) sont dosés par émission atomique de flamme (EAF), les cations alcalino-terreux (Ca, Mg) par absorption atomique de flamme. Le soufre soluble est déterminé par émission plasma en mode photonique (ICP-AES) et les teneurs en chlorures sont mesurées après séparation des ions en chromatographie liquide et détection conductimétrique.

#### ***1.4 Caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol***

Pour caractériser les propriétés hydrodynamiques des sols, nous avons utilisé d'une part les méthodes classiques mettant en œuvre une table à succion et la marmite de Richards afin de caractériser la courbe de rétention reliant le potentiel matriciel  $\Psi$  à la teneur en eau  $\theta$ , d'autre part la méthode de Wind (1968) pour la caractérisation des courbes de rétention  $\Psi(\theta)$  et de conductivité hydraulique  $K(\theta)$ . Le choix de la méthode Wind se justifie par la possibilité de suivre en continu, et non pas uniquement pour certains potentiels, les profils  $\Psi(\theta)$  et  $K(\theta)$  en phase de dessèchement du sol.

Tous les prélèvements ont été réalisés au niveau des deux profils P2 et P3 jugées représentatifs de la zone d'étude. Les mesures physiques ont été réalisées au laboratoire de physique du sol de l'UMR SAS de Rennes. La figure II.2 illustre les dispositifs de mesure des propriétés hydrodynamiques mis en œuvre.

*a) Caractérisation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de la table à succion et des marmites de Richards*

La méthode de la table à succion (Stackman et al., 1969) et celle de la marmite de Richards (Richards et Ogata, 1961) permettent la détermination de la courbe de rétention en eau, reliant la teneur en eau de l'échantillon à la pression appliquée. Les pF suivants ont été appliqués : 0,4 ; 0,7 ; 1 ; 1,5 et 2 sur la table à succion, et 2,5 ; 3 ; 3,5 ; 4 et 4,2 sur la marmite de Richards. La mise en équilibre des échantillons non remaniés de taille centimétrique a été réalisée sur la table à succion et a duré 72 heures. Vingt-sept échantillons non remaniés ont été prélevés dans des cylindres de 100 cm<sup>3</sup>. A chaque profondeur de prélèvement, trois répétitions ont été réalisées. Les prélèvements ont été faits à 0-30 cm, 30-50 cm, 50-80 cm,

80-90 cm, 90-110 cm et 110-135 cm pour le profil P2 et à 0-40 cm, 40-80 cm et 105-150 cm pour le profil P3.

*b) Caractérisation de la conductivité hydraulique des sols en régime insaturé à l'aide de la méthode Wind.*

La méthode Wind est basée sur l'évaporation libre à la surface d'un échantillon non remanié de 15 cm de diamètre et 7 cm de hauteur, préalablement saturé dans un bain d'une solution aqueuse de chlorure de potassium. La masse de l'échantillon posé sur une balance est mesurée automatiquement toutes les 20 mn, afin de reconstituer un profil de teneur en eau de l'échantillon en phase de dessèchement. Dans le même temps, la pression capillaire est mesurée au moyen de microtensiomètres en 5 niveaux verticaux pour quantifier le gradient de potentiel au sein de l'échantillon. L'enregistrement des données se fait automatiquement à partir d'un boîtier enregistreur relié à un ordinateur. Le traitement des données se fait en utilisant le logiciel ESPAS 1.0 (Mohrath et al., 1996), qui permet de mettre en œuvre l'algorithme de Wind (1968) s'appuyant sur la reconstitution du profil d'humidité dans l'échantillon au cours du temps. Il est ajusté à partir du profil de pression capillaire et de l'évolution de l'humidité moyenne de l'échantillon.

La méthode Wind a été appliquée à six échantillons non remaniés, prélevés sur les fosses pédologiques du site d'étude dans des cylindres de 15 cm de diamètre et 7 cm de hauteur. Quatre échantillons ont été prélevés dans le profil P2 à 0-30 cm, 30-50 cm, 50-78 cm et 78-95 cm, et deux échantillons dans le profil P3 à 0-40 cm et 40-80 cm. L'objectif est de caractériser la conductivité hydraulique à proximité de la saturation et d'estimer cette conductivité à saturation pour les horizons de surface cultivés soumis à l'irrigation, afin d'estimer la quantité d'eau qui peut percoler dans le profil de sol.



Figure II.3 - Dispositifs de mesure des propriétés hydrodynamiques : (1) dispositif de table à suction; (2) échantillons non remaniés en phase d'équilibre sur table à suction; (3) marmite de Richard ; (4) échantillons de sol sur banc expérimental Wind ; (5) apparition de fissures et d'une couronne de filaments de sels (essentiellement formés d'hexahydrate) en fin de phase de dessiccation de l'échantillon sur le dispositif Wind.

## ***1.5 Caractérisation de la fissuration et de la rétractation des sols***

### *1.5.1 Caractérisation du réseau de fissures*

L'analyse du réseau de fissures a été effectuée le 30 mai 2008, en fin de saison sèche, dans la parcelle non exploitée et dans laquelle se situe le profil Pr (Figure II.1). La description des fissures ouvertes à la surface du sol s'est faite à partir de la juxtaposition de 25 photos d'état de surface prises à 2 m de la surface du sol, parallèlement à celui-ci. Chaque photo représentant un carré de 2 m sur 2 m, la mosaïque d'ensemble couvre une surface de 100 m<sup>2</sup> avec une résolution de l'ordre de 1,5 mm par pixel d'image. L'extraction automatisée des fissures par analyse d'image s'est avérée difficile du fait de la présence d'artéfacts (végétation, zones d'ombre). L'interprétation des images a donc été faite par interprétation visuelle en distinguant deux types de fissures en fonction de leur écartement : des fissures fines de moins de 2 cm et des fissures larges de plus de 2 cm. La méthodologie d'analyse repose sur l'analyse statistique de la distance entre deux fissures successives de même type, selon la méthodologie proposée par Scott et al., (1986). Elle consiste à disposer des transects au hasard sur la surface photographiée et à relever le long de chaque transect, la distance entre deux fissures successives : des transects d'une longueur de 8 à 12 m ont ainsi été disposés au hasard et analysés dans deux directions d'orientation principales EW (6 transects) et NS (6 transects).

### *1.5.2 Analyses hydrostructurales*

L'analyse hydrostructurale est une technique qui permet de mettre en évidence le comportement mécanique d'un échantillon de sol argileux en fonction de la teneur en eau (Braudeau et al, 1999). Des échantillons non remaniés de sol argileux ont été prélevés à quatre profondeurs différentes (15-30 cm, 30-58 cm, 58-96 cm et 120-145 cm) dans le profil Pr, voisin du profil 2, avec une répétition pour chaque profondeur. Les échantillons sont contenus dans des cylindres métalliques de 5 cm de hauteur et 5 cm de diamètre et sont conservés au réfrigérateur dans des bouchons hermétiquement fermés. Ils subissent une phase d'humectation jusqu'à leur saturation et, ensuite, une phase de dessiccation au cours de laquelle des mesures de leur volume et de leur masse sont effectuées en continu à l'aide d'un rétractomètre laser. Ces mesures, réalisées au laboratoire de Pédologie Hydrostructurale de l'IRD à Bondy (coll. JP. Montoroi), permettent d'établir la courbe de retrait, c'est-à-dire la variation du volume de

l'échantillon en fonction de sa teneur en eau massique.

Pour la phase de saturation, l'échantillon est sorti de son cylindre ; il est placé à la surface d'une colonne de sable, maintenue dans un cylindre en PVC de 12 cm de hauteur, le tout étant disposé dans un bécher rempli d'eau. La différence de hauteur entre le niveau de l'eau dans le bécher et la surface de la colonne de sable est indiquée par une règle et représente la succion (en cm d'eau) imposée à l'échantillon de sol. Pour les échantillons argileux, la succion choisie est de 0 cm. Les échantillons étant très argileux et peu poreux, l'humectation n'a pas pu se faire correctement selon ce protocole. Après 48 heures passées dans ces conditions, les échantillons ne présentaient pas de signe d'humectation complète. Ils ont donc été totalement immergés dans l'eau pendant 72 h. Puis, ils ont été retirés de la colonne de sable et placés sur des porte-échantillons préalablement pesés. Ensuite, ils ont été disposés sur le plateau de rotation du rétractomètre, lui-même installé dans une étuve réglée à 30°C. Huit échantillons peuvent être traités simultanément. L'ensemble du dispositif de mesure de la courbe de retrait et du traitement des données est décrit en détail dans Braudeau et al. (1999, 2001) et Betsogo Atoua (2010).

Les données brutes (masse, hauteur et diamètre des échantillons cylindriques) sont enregistrées automatiquement à l'aide d'une balance de précision (masse), d'un spot lumineux (hauteur) et d'une barrière laser (diamètre), le tout étant piloté par un logiciel dûment paramétré (National Instruments LABVIEW version 6.i).

Les courbes de retrait  $V=f(\theta)$ , avec  $V$  le volume et  $\theta$  la teneur en eau pondérale, sont tracées et modélisées dans un fichier Excel. L'analyse de la courbe de retrait permet d'identifier des points caractéristiques de la courbe, notés F, E, D, C, B et A, dont certains, selon le type de sol, peuvent ne pas apparaître (Braudeau, 1999). Ces points déterminent les différentes phases de retrait, correspondant à différents types d'eau et de porosité, ainsi que les principaux paramètres hydrostructuraux de l'échantillon de sol. Par exemple, le point d'entrée d'air dans le plasma argileux (point B caractérisé par sa teneur en eau pondérale  $W_B$ ) est une caractéristique de la courbe de retrait qui indique précisément le début de la phase d'entrée d'air dans le plasma argileux constituant les agrégats primaires. En d'autres termes, il indique le point de flétrissement du milieu sol considéré.

## ***1.6 Méthodes d'analyse de la minéralogie par diffractogrammes aux rayons X (DRX)***

Afin d'identifier et de caractériser les différents minéraux (argiles, oxy-hydroxydes de fer, sels...) présents dans les sols de Kollo, des diffractogrammes aux rayons X (DRX) ont été réalisés au sein du laboratoire *Hydrasa* de l'Université de Poitiers (coll. L. Caner).

Dans un premier temps, pour identifier les différents minéraux présents, des DRX ont été effectués sur des poudres désorientées après broyage d'échantillons de terre fine ( $\phi < 50 \mu\text{m}$ ) prélevés dans les différents horizons pédologiques des profil P2 et P3 (Figure II.1). Les diagrammes de poudre sont enregistrés sur un diffractomètre *Bruker D8 Advance* de 2 à 65° angle  $2\theta$  avec des pas de 0.015° et un temps de comptage de 0.6s par pas.

Dans un deuxième temps, pour bien identifier les argiles présentes, des DRX sur lames orientées ont été réalisés sur les argiles extraites des échantillons prélevés uniquement dans le profil P2, car les diagrammes de poudre des deux fosses sont apparus similaires. Les argiles ont été extraites sans destruction de la matière organique (MO) et après destruction de la MO par H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 5 % à 40 °C. La dispersion des échantillons d'argile est effectuée par 5 saturations avec du chlorure de sodium (NaCl) à la concentration de 1 mol l<sup>-1</sup> et lavage jusqu'à élimination de l'excès de chlorure de sodium. Après saturation en sodium, les échantillons sont tamisés par voie humide à 50  $\mu\text{m}$ . La fraction ayant un diamètre inférieur à 50  $\mu\text{m}$  est transférée en allonge de sédimentation. La fraction inférieure à 2  $\mu\text{m}$  est alors collectée par des siphonages successifs des allonges (à 20 cm de profondeur, toutes les 16h) et est ensuite floculée par ajout de 20 ml de chlorure de calcium (CaCl<sub>2</sub>) à la concentration de 0.5 mol.l<sup>-1</sup> pour 5 l. La fraction de diamètre inférieure à 2 $\mu\text{m}$  est récupérée et saturée 4 fois, en renouvelant la solution, avec du CaCl<sub>2</sub> à 0.5 mol.l<sup>-1</sup> en assurant un temps de contact minimal de 4h. L'excès de CaCl<sub>2</sub> est ensuite éliminé par des lavages successifs avec de l'eau osmosée jusqu'à la mise en évidence de l'absence de chlorure à l'aide du test au nitrate d'argent (AgNO<sub>3</sub>). Les lames orientées sont alors préparées par dépôt de gouttes sur une lame de verre et séchage à la température ambiante. Les DRX sont enregistrés sur un diffractomètre Bruker D8 Advance de 2 à 35 ° angle  $2\theta$  avec des pas de 0.015° et un temps de comptage de 1.2s par pas. Les lames orientées sont ensuite glycolées dans une cloche à vide contenant de l'éthylène glycol pendant 1 nuit à 40°C. Après traitement à l'éthylène glycol, les lames sont à nouveau

enregistrées avec les mêmes conditions de mesure.

Dans un troisième temps, une analyse des minéraux, oxy-hydroxydes de fer et des sels présents sur un prisme prélevé *in situ* (Figure II.4A) a été entreprise. Le prisme étudié, d'une hauteur d'environ 150 cm, a été prélevé à proximité du profil P2 (Figure II.1). Sept horizons pédologiques, ayant les mêmes caractéristiques et traits morphologiques que ceux décrits sur le profil 2, sont observés le long de ce prisme. Au sein des différents horizons, nous avons séparé minutieusement, à l'aide de prélèvements à la pointe d'un scalpel ou d'une pince à épiler, les différentes phases suivantes : i) matrice des taches rouges ; ii) matrice des taches jaunes ; iii) cristaux de sels visibles à l'œil nu. La figure II.4B et le tableau II.1 récapitulent l'échantillonnage effectué sur le prisme. Des DRX sur poudres ont d'abord été effectués sur l'ensemble des échantillons prélevés, puis des DRX sur lames orientées ont été réalisés uniquement sur les argiles collectées au sein des échantillons des taches rouges et jaunes. Les protocoles de réalisation de ces DRX sur poudres et lames orientées sont similaires à ceux précédemment énoncés.

*Tableau II.1 : Synthèse des prélèvements effectués sur le prisme pour la caractérisation minéralogique (+ : trait pédologique observé et prélevé pour DRX ; - : non observé).*

Horizon	Profondeur (cm)	Taches rouges	Taches jaunes	Cristaux de sels
H1	0-15	+	-	+
H2	15-30	+	-	+
H3	30-60	+	-	+
H4	60-95	+	+	+
H5	95-120	+	-	+
H6	120-140	+	-	+
H7	>140	-	+	+



A



H1 H1 H2 H2 H3 H3 H4  
R S R S R S R



H4 H5 H4 H6 H6 H7 H7  
J R S R S J S

B

Figure II.4 – Caractérisation minéralogique des traits pédologiques observés sur un prisme de 150 cm de hauteur et 50 cm de largeur prélevé sur la fosse Pr, à proximité de la fosse P1 : (A) conditionnement du prisme sur le terrain ; (B) échantillons des différentes phases (taches rouges (R), taches jaunes (J), cristaux de sel (S) prélevés au sein des 7 horizons H1 à H7 observés sur le prisme.

## II Résultats

### *II.1 L'organisation des sols au sein de la zone d'étude*

#### *II.1.1 Description morphologique des sols*

Sept profils ont été ouverts jusqu'à une profondeur de 120 à 150 cm afin d'observer l'organisation des sols au sein de la zone d'étude. La description morphologique des horizons s'est focalisée sur la description de la structure et de la fissuration, des taches d'oxydo-réduction ainsi que sur la présence de cristaux de sels. Cette description morphologique conduit à un rattachement provisoire de l'horizon à la typologie des horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2006) : les horizons à propriétés verticales de types *Av* ou *LAv* (horizons de surface), *SV* (horizon structural verticale) ou *V* (horizon verticale sphéroïde) ainsi que les horizons saliques *Sa* et *VSa* (*horizon verticale et salique*), marqués par la présence de sels solubles autres que le sodium, sont les principaux horizons de référence mobilisés pour décrire les horizons argileux de la zone d'étude.

Les profils P1, P2 et P3, situés sur un transect perpendiculaire à la digue du fleuve, sont présentés en détail, car ils représentent les principales variations morphologiques observées ; la description des profils P4 à P7 est donnée en Annexe 1.

### II.1.1.a. Le profil P1 localisé dans le lit du fleuve

Ce profil localisé dans le lit du fleuve (Photographie II.1) a été décrit en période d'été et en fin de saison sèche.



H1 - 0-52 cm : horizon sec argileux à structure prismatique. Couleur jaunâtre 10YR8/6 avec des taches de couleur jaune 10 YR 8/8. Nombreuses fissures essentiellement verticales. Quelques racines. Limite inférieure de l'horizon irrégulière. -> *horizon SV1*

H2 - 52-70 cm : horizon frais argileux à structure polyédrique de couleur grise 10YR6/1, avec des taches de couleur jaunâtre 10YR8/8 et de couleur brune olive 2.5YR4/4 localisées le long des chevelus racinaires. Limite inférieure de l'horizon progressive. -> *horizon SVg2*

H3 - 70-90 cm : horizon frais argileux de structure polyédrique et de couleur grise 10YR 6/2. Limite progressive. Les taches de couleur jaune 10YR 8/8 et 2.5YR4/4 sont plus nombreuses. -> *horizon SVg3*

H4 - 90-110 cm : horizon frais de texture argileuse à structure polyédrique. La matrice présente les couleurs jaune 2.5Y8/8 et gris clair 10YR 6/2. Limite inférieure irrégulière. -> *horizon SV4*

H5 - 110-120 cm : horizon sableux et graveleux avec présence d'éléments grossiers de type cailloux à forme émoussées et allongées. La matrice a deux couleurs : l'une brun clair 2.5YR 5/6 associée aux éléments grossiers et une seconde couleur jaune (2.5Y8/8). Limite irrégulière. -> *horizon IIC1*

H6 > 120 cm : horizon sableux à structure massive de couleur jaunâtre 2.5Y 8/8 et 10YR 5/4. -> *horizon IIC2*

Photo II.1 – Profil P1 localisé dans le lit du fleuve

### II.1.1.b Le profil P2 à proximité de la digue du périmètre irrigué.

Le profil P2 (Photographie II.2) est situé dans une parcelle cultivée en riz, à 60 m de la digue du périmètre irrigué (Figure II.1) ; sa description a été faite après une submersion récente.

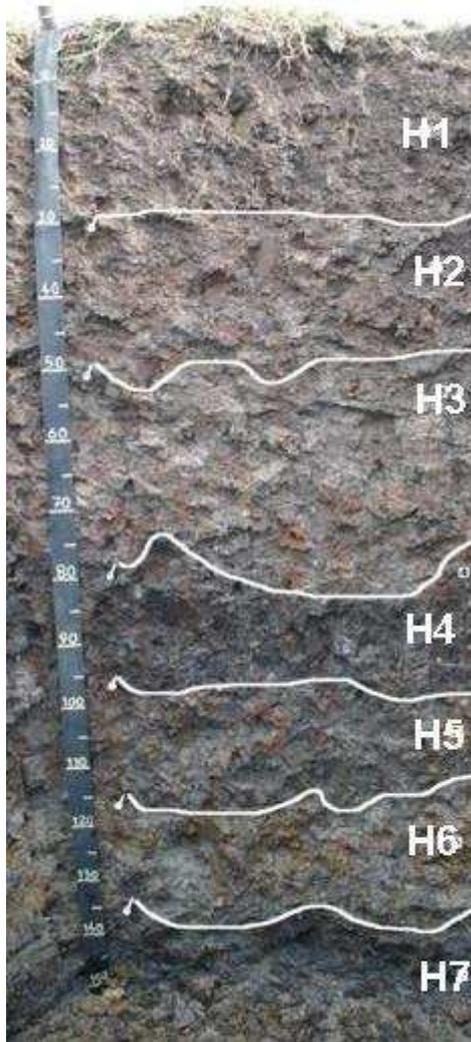


Photo II.2 – Profil P2 situé à proximité de la digue

H1 - 0-30cm : horizon frais à texture argileuse (75%, d'argile) de couleur gris foncé (10YR4/1) et à structure polyédrique sub-anguleuse centimétrique. Présence de fines taches d'oxydoréduction (10YR5/8) autour des racines. Racine abondantes et dirigées verticalement ; présence de macroporosité et de fissuration ; précipitations de cristaux blanc. -> horizon LAv

H2 - 30-50cm : horizon frais à texture argileuse (80%, d'argile) et structure polyédrique de couleur grise (10YR5/1), nombreuses taches aux concentrations rouge brique (2.5YR4/4), abondantes, soit 30 à 35% de la surface ; quelques taches vert jaune (2.5Y6/6) relativement fines et éparses. -> horizon SV

H3 - 50-80cm : horizon frais à texture argileuse (84%) et structure polyédrique, de couleur dominante gris clair (10YR6/1) avec une seconde couleur de matrice (10YR3/1) ; nombreuses taches d'oxydoréduction avec 2 couleurs dominantes : la première rouge brique (2.5YR4/4), la seconde vert olive jaune (2.5Y6/6) ; présence de faces de glissement (slickenside) ; présence de nombreux cristaux de sel ; racines de 16 à 32 par dm<sup>2</sup> verticales. -> horizon VSa

H4 - 80-90cm : horizon frais à texture argileuse (74%) de couleur noir foncé (2.5Y2/1) ; nombreuses taches d'oxydoréduction (2.5YR4/4) et (2.5Y6/6) contiguës au niveau de la matrice, structure polyédrique sub-anguleuse ; très nombreux cristaux de sels ; racines présentes, mais moins nombreuses (8 à 16 par dm<sup>2</sup>). -> horizon SaSg1

H5 - 90-110cm : horizon frais à texture argileuse (77%) de couleur gris foncé (10YR5/1) ; taches d'oxydoréduction : les taches prépondérantes sont de couleur vert olive jaune (2.5Y6/6) et les minoritaires sont de couleur 2.5YR4/4 ; présence de très nombreux cristaux de sels bien cristallisés et de taches ou nodules tendres noirs. Présence de racines (8 à 16 par dm<sup>2</sup>). Structure polyédrique anguleuse centimétrique. -> horizon SaSg2

H6 - 110-135cm : horizon humide à texture argileuse légèrement gris (2.5Y7/1) avec nombreuses grosses taches (10YR5/8) brun jaunâtre ; présence de taches et concentrations noires (2.5Y2/1) ; nombreux cristaux de sels ; peu de racines (moins de 8 par dm<sup>2</sup>) ; présence de macropores ; structure massive. -> horizon SaSg3

H7 – 135 - >150cm : horizon de couleur noire à texture argileuse, présence de racines plutôt horizontales (8 à 16 parm2). -> horizon S

### II.1.1.c Le profil P3 à distance de la digue.

Le profil P3 (figure II.5) a été établi en amont du périmètre irrigué, à plus de 300 m de la digue, sur une parcelle exploitée en riz (Figure II.1). Sa description a été faite après une submersion récente.

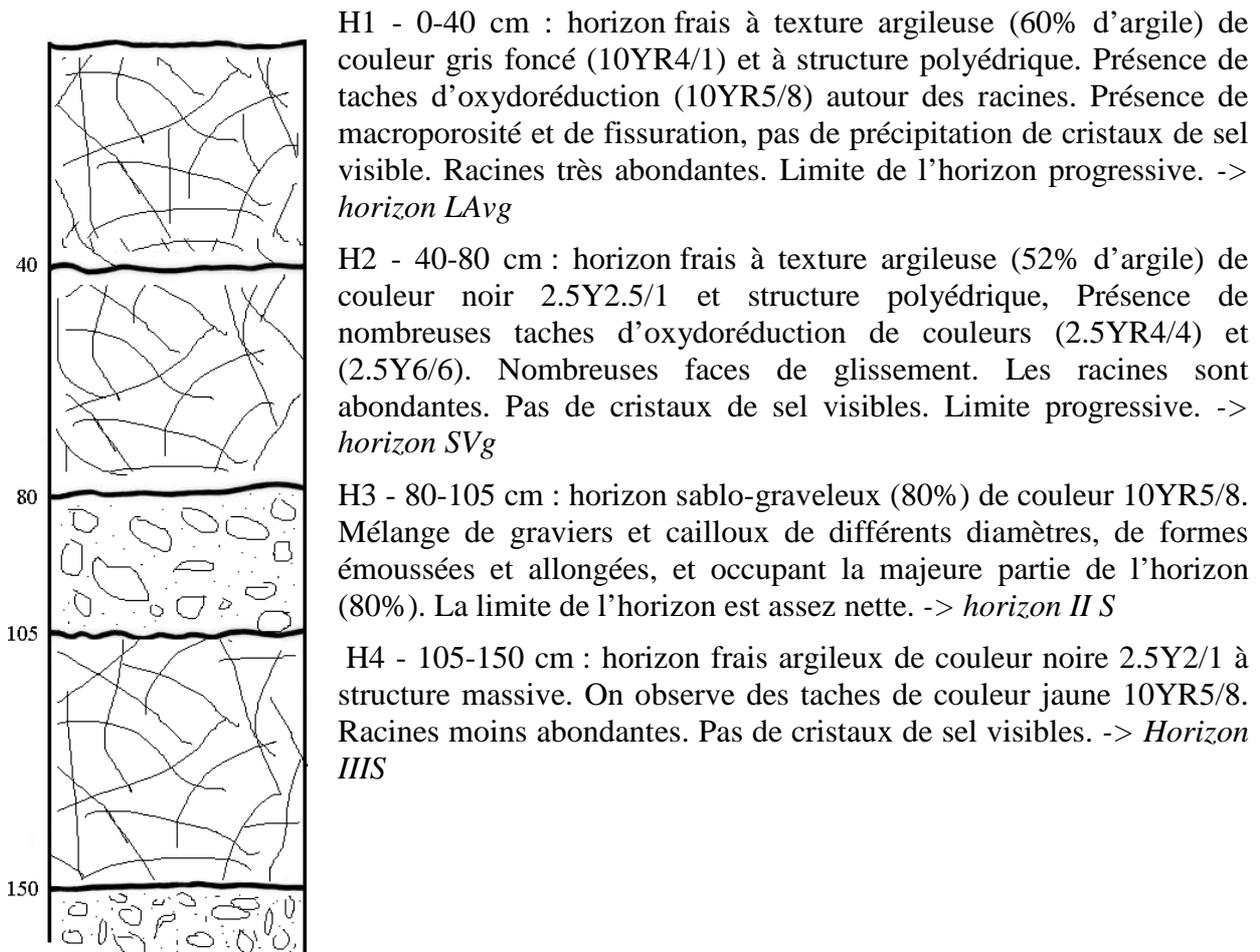


Figure II.5 – Schéma du profil P3 localisé en amont du périmètre irrigué.

### II.1.1.d Synthèse sur les traits morphologiques des horizons

La description des profils permet de conclure à la présence constante d'horizons de surface très argileux, sans éléments grossiers, de couleur noire ou gris foncé à l'état humide, et de couleur gris très clair à l'état sec. Ces horizons argileux surmontent des horizons sableux ou sablo-graveleux issus d'un autre matériau et qui correspondent à un niveau de terrasse fluviale. La limite entre les deux types d'horizons est franche.

Les horizons argileux se différencient essentiellement par leur structure -majoritairement de type polyédrique anguleux ou prismatique - la présence/absence de taches d'oxydoréduction, et la présence/absence de cristaux de sel.

Partant de ces constats, nous proposons une typologie des horizons argileux illustrée par le diagramme de la Figure II.6 : dix types d'horizons argileux sont distingués selon leur structure et la présence/absence de taches d'oxydoréduction et de cristaux de sel.

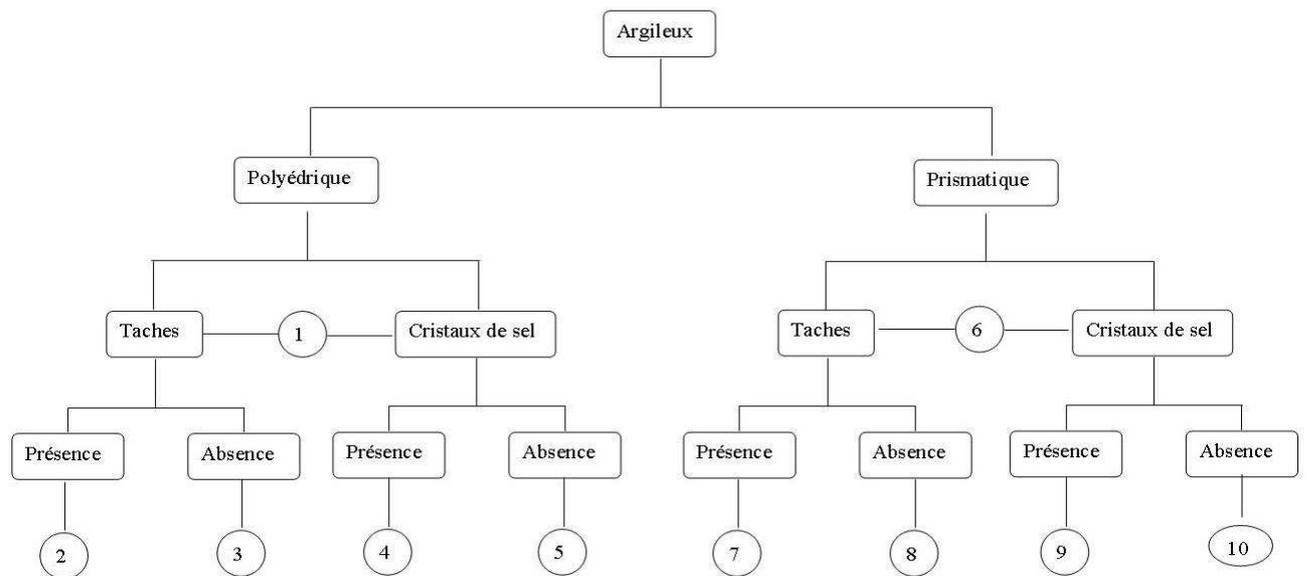


Figure II.6 - Typologie des horizons argileux observés dans la zone d'étude. Les chiffres représentent les types d'horizon.

### II.1.2 Caractérisation analytique des principaux horizons

Les horizons des profils P2 et P3 ont fait l'objet d'analyses physicochimiques complétant les observations faites sur le terrain. Les résultats de ces analyses sont regroupés dans les tableaux II.2, II.3 et II.4.

#### II.1.2.a Les constituants

La texture argileuse dominante observée pour les horizons de surface est confirmée par les analyses physico-chimiques (tableau II.2). La teneur en argile est toujours supérieure à 75% dans le profil P2 et supérieure à 52 % dans le profil P3, excepté dans l'horizon H3 qui correspond à l'intercalation d'un matériau très sableux. Si on considère la somme de fractions fines (argile et limons fins), on obtient une proportion de la fraction minérale supérieure à 90

% pour le profil P2 et de l'ordre de 70 % dans le profil P3 excepté son horizon H3. En positionnant les horizons dans le diagramme textural FAO, nous sommes bien dans la classe *Argile*.

La teneur en matière organique est comprise entre 9 et 18 g.kg<sup>-1</sup> dans les horizons du profil P2 et reste élevée en profondeur. Dans le profil P3, cette teneur est du même ordre dans les horizons argileux de surface (8 à 15 g.kg<sup>-1</sup>), mais elle est très faible dans l'horizon sableux (2 g.kg<sup>-1</sup>). Toutefois, à partir de 105 cm, on note une teneur élevée en matière organique dans l'horizon argileux profond (61 g.kg<sup>-1</sup>). Ces teneurs en matière organique sont similaires à celles habituellement relevées dans les Vertisols, de 5 à 50 g.kg<sup>-1</sup> (Coulombe et al., 1996).

Le rapport C/N est compris entre 10,4 et 12,9 pour le profil P2 et reste dans la gamme des rapports C/N observés dans les vertisols. Dans le profil P3, ce rapport est inférieur à 10 sauf pour l'horizon 105-150 cm, en lien avec la teneur très forte en matière organique.

Les valeurs de pH indiquent que les sols sont acides. Cette acidité est confirmée par le test au peroxyde d'hydrogène (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) qui reste positif. Ce test qui permet de mettre en l'acidité potentielle d'un milieu en présence de minéraux sulfureux (Dent, 1986 ; Fitzpatrick et al, 2008). En effet, en présence de peroxyde d'hydrogène, les minéraux sulfureux s'oxydent rapidement en acide sulfurique et SO<sub>2</sub> gazeux avec dégagement de chaleur. Ceci entraîne une chute de pH qui identifie un sol potentiellement sulfaté. Si le pH est déjà proche de 4, le sol est sulfaté acide actif. Cependant, ce test n'est pas aussi fiable que le test d'incubation<sup>1</sup>, car le peroxyde d'hydrogène génère également de l'acidité par oxydation incomplète de matières organiques en acides organiques. (Dent, 1986).

La CEC cobaltihexamine évalue la capacité d'échange cationique au pH du sol et est comprise entre 15 et 21 cmol.kg<sup>-1</sup> (Tableau II.3) : elle est homogène et de l'ordre de 20 cmol/kg pour le profil P2, alors que pour le profil P3, elle varie sensiblement de 2 à 20 cmol/kg selon la teneur en argile et matière organique.

<sup>1</sup>*Le test par incubation consiste à garder un échantillon de sol chaud et humide pendant 3 mois dans un sac en polyéthylène à parois minces, et non pas scellées. On teste le pH avant et après incubation*

Le magnésium et le calcium sont les cations échangeables dominants dans les deux profils. Dans le profil P2, le calcium et le magnésium augmentent avec la profondeur et varient respectivement de 4 à 37 cmol.kg<sup>-1</sup> et de 24 à 30 cmol.kg<sup>-1</sup>. Jusqu'à 78 cm, le magnésium domine nettement le calcium (Ca/Mg < 0,6), au-delà de 78 cm le rapport Ca/Mg est supérieur à 1.

*Tableau II.2 : Composition granulométrique des profils P2 et P3, teneurs en carbone organique (C), azote total (N), matière organique (MO) et conductivité électrique 1/5 (CE). Le type d'horizon (Type hrz) correspond aux horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008).*

Profil	Prof. cm	Type hrz	g.kg <sup>-1</sup>									CE 1/5 CE	
			A	Lf	Lg	Sf	Sg	C	N	C/N	MO	dS.m <sup>-1</sup>	dS.m <sup>-1</sup>
P2	0-30	LAv	74	16	60	25	2	10,1	0,89	11,8	17,6	2,3	13,4
	30-50	SV	80	12	54	13	4	7,06	0,68	10,4	12,2	3,1	17,9
	50-78	VSa	83	11	42	8	2	5,01	0,57	8,9	8,7	4,1	24,8
	78-95	SaSg	74	16	66	20	5	9,8	0,78	12,9	16,9	5,1	29,5
	95-110	SaSg	76	11	98	18	4	6,3	0,56	11,2	10,9	5,0	29,2
P3	0-40	LAv	61	18	13	64	4	8,6	0,88	9,9	15	0,1	0,6
	40-80	SVg	52	12	13	21	7	4,8	0,51	9,6	8,4	0,1	0,7
	80-105	IIS	85	12	13	78	812	1,7	0,18	9,2	2,9	0,05	0,3
	105-150	IIIS	71	14	35	72	32	35	3,25	10,8	60,6	0,2	1,4

*CE\* : conductivité équivalente de l'extrait pâte saturée, en adaptant la conversion décrite par Slavish et Petterson (1993) pour des sols très argileux (facteur f = 5,8 d'où CE\* = CE1/5 x 5,8)*

Tableau II.3 : Caractérisation physico-chimique des horizons des profils P2 et P3 : pH eau et pH KCl, CEC et cations échangeables (Ca, Mg, Na, K, Fe, Fe, Mn, Al) à la cobaltihexamine ; SAR (Sodium Adsorption Ratio), ESP (Exchangeable Sodium Percentage) et taux de saturation (V). Le type d'horizon correspond aux horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008).

Profil	Prof. cm	Type hrz	pH H <sub>2</sub> O	pH KCl	CEC Ca Mg Na K Fe Mn Al								SAR*	ESP %	V %
					Extrait à la cobaltihexamine (cmol+.kg <sup>-1</sup> )										
P2	0-30	Lav	5,1	4,8	20,8	4,7	24,0	5,7	0,4	*	0,03	0,16	2	16	168
	30-50	SV	4,6	4,2	19,0	4,1	24,8	8,0	0,2	*	0,04	0,39	2	22	198
	50-78	VSa	4,5	4,1	19,7	14,1	25,6	8,2	0,1	*	0,03	0,36	2	17	246
	78-95	SaSg	4,5	4,3	20,1	32,9	29,2	7,9	0,1	*	0,03	0,43	1	11	351
	95-110	SaSg	4,6	4,3	19,6	37,4	30,2	6,7	0,2	*	0,03	0,34	1	9	382
P3	0-40	LAvg	6,6	5,4	18,6	10,4	7,1	0,4	0,2	*	0,01	0,11	< 1	2	98
	40-80	SVg	6,1	5,1	14,9	7,9	6,4	0,5	0,2	*	0,01	0,05	< 1	3	101
	80-105	IIS	5,6	4,3	2,1	1,1	0,7	0,1	0,1	*	0,02	0,10	< 1	7	103
	105-150	IIIS	4,8	4,0	19,7	10,8	6,6	0,9	0,4	+	0,13	0,75	< 1	5	100

\* valeur inférieure à 0,005 ; + : valeur égale à 0,005

\*\*  $SAR = ([Na]/([Ca]+[Mg])/2)^{1/2}$  ;  $ESP = [Na]/CEC$  ;  $V = ([Ca]+[Mg]+[K]+[Na])/CEC$

Tableau II.4 : Éléments extraits à l'eau (Ca, Mg, Na, Cl, S) et test au peroxyde d'hydrogène (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) pour les horizons des profils P2 et P3. Le type d'horizon correspond aux horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008).

Profil	Prof. cm	Type hrz	Ca Mg Na Cl S					Test H <sub>2</sub> O <sub>2</sub>
			extraits à l'eau (g.kg <sup>-1</sup> )					
P2	0-30	Lav	0,14	0,99	0,98	0,11	2,52	+++
	30-50	SV	0,18	1,4	1,59	0,16	3,51	+++
	50-78	VSa	0,76	1,91	1,68	0,19	5,13	+++
	78-95	SaSg1	1,14	2,41	1,57	0,23	6,43	+++
	95-110	SaSg2	1,15	2,49	1,38	0,21	6,43	+++
P3	0-40	LAvg	0,03	0,01	0,05	0,02	0,05	+
	40-80	SVg	0,03	0,02	0,06	0,01	0,07	+
	80-105	IIS	<0,01	0,004	0,02	0,02	0,02	+
	105-150	IIIS	0,06	0,02	0,08	0,01	0,12	+

+++ : Test H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> positif, très forte effervescence ; + : Test H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> positif, faible effervescence

### II.1.2.b La salinité

Concernant la conductivité électrique (CE) qui est indicatrice de la salinité d'un sol, les horizons du profil P2 présentent des gammes de CE 1/5 comprises entre 2,3 et 5,1 dS.m<sup>-1</sup> (Tableau II.2). Cette valeur augmente avec la profondeur. Compte tenu des teneurs en argile

de ces horizons, les valeurs de la CE ont probablement été sous-estimées en raison de la très faible conductivité hydraulique du milieu et d'une diffusion lente des ions vers la solution aqueuse. Ainsi, Slavish et Petterson (1993) suggèrent l'utilisation d'un facteur de conversion de 5,8 pour obtenir des valeurs de conductivité électrique proches de celles qu'on pourrait obtenir in situ. En appliquant ce facteur de conversion, on obtient des gammes de CE équivalentes à celles mesurées sur pâte saturée, comprises entre 13 à 29 dS.m<sup>-1</sup>, selon un profil de distribution vertical descendant (Baize et Girard, 2008), bien en concordance avec l'observation de cristaux de sel. Sur le profil P3, les valeurs de CE sont faibles traduisant l'absence de salinité, sauf en profondeur.

Le taux de saturation (V) indique que les horizons du profil P2 sont sursaturés en cations échangeables (Tableau II.3). Cette sursaturation augmente avec la profondeur au même titre que la CE 1/5 ce qui indique qu'une dissolution des sels a pu se produire lors de l'analyse au laboratoire et a induit une surestimation des cations échangeables. Le tableau II.4 corrobore cette hypothèse en montrant des teneurs élevées d'éléments solubles extraits à l'eau. Dans le profil P2, le soufre domine nettement les autres éléments et varie de 2,5 g.kg<sup>-1</sup> en surface à 6,4 g/kg en profondeur. Les teneurs en magnésium et sodium varient respectivement de 1 g/kg à 2,5 g.kg<sup>-1</sup> et de 1 g.kg<sup>-1</sup> à 1,4 g.kg<sup>-1</sup> avec une dynamique descendante. Dans le profil P3, les teneurs des extraits solubles des différents éléments sont nettement plus faibles et inférieures à 0,1g.kg<sup>-1</sup>.

Les valeurs du SAR indiquent un faible risque d'alcalinisation, alors que celles de l'ESP montrent une sodisation modérée des sols pour le profil P2 et faible pour le profil P3. En Australie, un sol est considéré comme sodique dès lors que ESP est supérieur à 6% (Northcote and Skene, 1972).

La salinité marquée du profil P2 est confirmée par des quantités élevées d'éléments extraits à l'eau (Tableau II.4) : on notera la prédominance du magnésium et du sodium parmi les cations solubles et également la prédominance très forte du soufre parmi les anions solubles. Par contre, les éléments solubles sont faibles dans le profil P3.

En résumé, le profil P2 se caractérise par la présence d'horizons très argileux, à pH acide, à CEC moyenne. Les horizons présentent une forte salinité à profil descendant, caractérisée par une prédominance des cations Mg et Na et de l'anion S. Le profil P3 présente également des

horizons argileux en surface, à pH acide et à CEC moyenne, surmontant des horizons issus d'autres matériaux, alternativement sableux et argileux. La différence majeure réside dans le niveau de salinité faible de ce profil P3.

### *II.1.3 L'organisation latérale des horizons*

Trois transects sont pris en compte pour analyser l'organisation latérale des horizons : il s'agit d'un transect perpendiculaire au fleuve (A) et recoupant la digue (Figure II.7), et deux transects parallèles au fleuve, l'un recoupant les casiers rizicoles (B) (Figure II.8) et l'autre disposé dans le lit du fleuve (C) (Figure II.9).

#### *- Transect (A) perpendiculaire au fleuve (Figure II.7a et b)*

Il recoupe les profils P1, P2 et P3 dont les descriptions ont été présentées dans le paragraphe *II.1.1*.

Les horizons observés sur ces 3 profils présentent une certaine variabilité, essentiellement au niveau de leurs épaisseurs, de la présence des taches d'oxydoréduction (de couleurs 10YR8.8, 2.5YR4.4 et 2.5YR8.8), et des cristaux de sel. On rencontre majoritairement les horizons de type 2 et 1, on note la présence d'un seul horizon de type 7 (Figure II.5). En comparant les profils 2 et 3 situés sur des parcelles cultivées et distants l'un de l'autre de 400 m, on constate que les textures et les structures restent les mêmes jusqu'à la profondeur de 80 cm. Seule la présence de taches d'oxydoréduction et de cristaux de sels permet de différencier ces horizons situés à faible profondeur. Le profil 3 présente un horizon sablo-graveleux à partir de 80 cm de profondeur, puis un nouvel horizon argileux et riche en matière organique à partir de 105 cm de profondeur, alors que le profil 2 présente des horizons de texture argileuse tout le long du profil. La dénivelée de l'ordre de 10 m qui existe entre le profil 1 près du fleuve et les deux autres profils en amont, rend difficile la comparaison de la succession des horizons. Néanmoins, on observe des horizons à texture argileuse jusqu'à 1,10 m de profondeur avec des horizons à structure polyédrique surmontés d'horizons à structure prismatique. Au-delà de 1,10 m de profondeur, on note la présence d'un second matériau avec l'apparition d'un horizon sableux surmontant la terrasse alluviale graveleuse et caillouteuse.

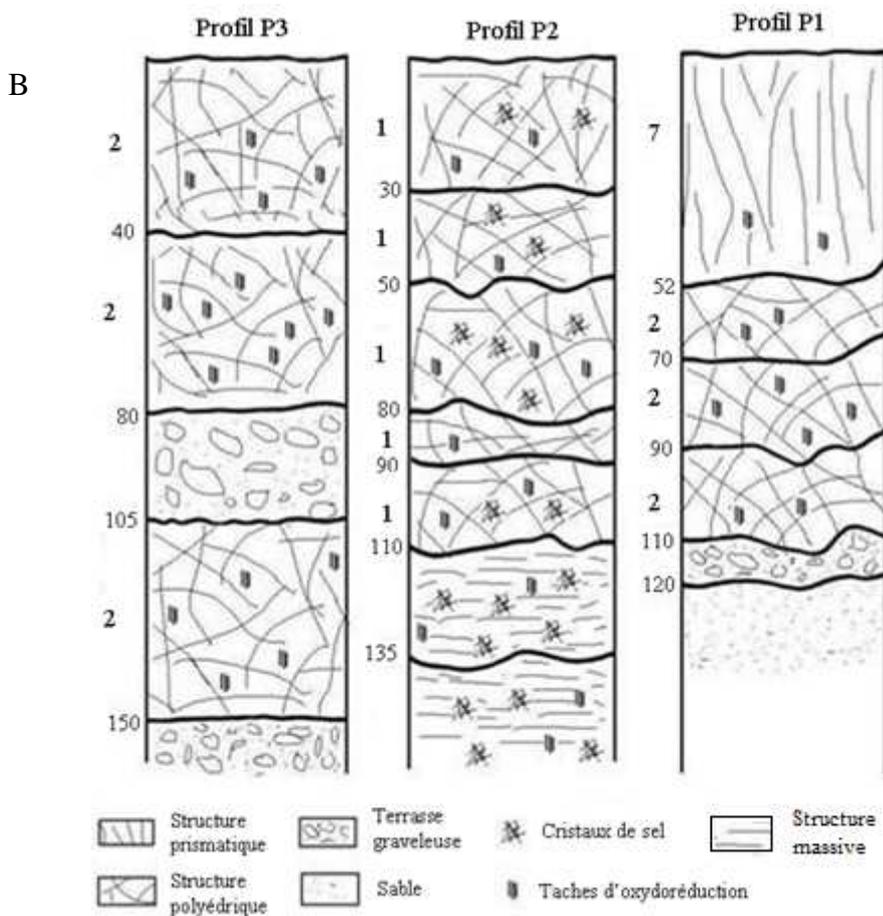
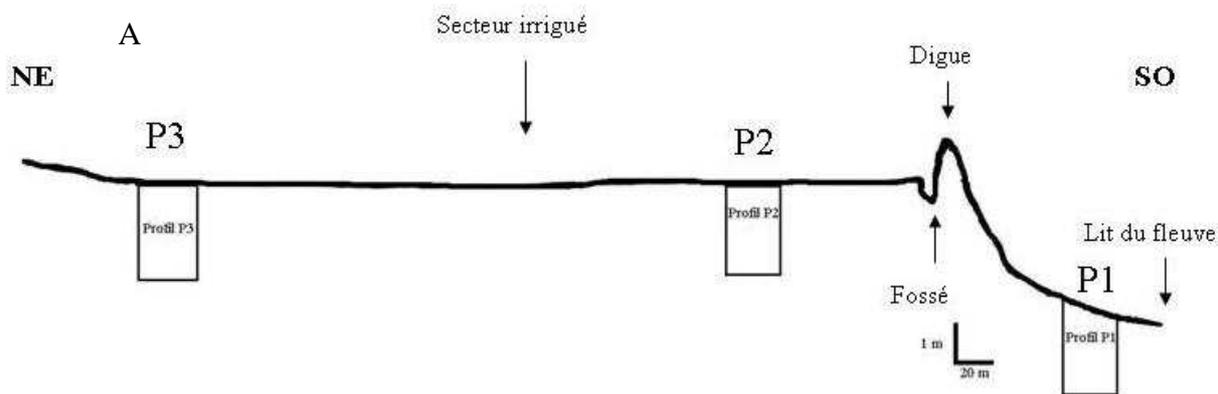


Figure II.7 - Profil topographique du transect A perpendiculaire au fleuve (A) et représentation schématique des horizons des profils P1, P2 et P3 sur le transect A (B). Les chiffres correspondent aux types d'horizons distingués dans la figure II.5 sur la base de critères de structure, de présence de taches d'oxydoréduction et de présence de cristaux de sels.

- *Transect (B) parallèle au fleuve, recoupant les casiers rizicoles (Figure II.8).*

Il regroupe les profils P2, P4, et P5 dont les descriptions morphologiques sont présentées dans l'Annexe 1.

Sur ce transect, hormis la différence des épaisseurs des horizons, jusqu'à 1,10 m de profondeur, la structure passe de polyédrique à prismatique du profil P2 vers le profil P5. La texture des horizons est toujours argileuse. Au delà de 1,10 m de profondeur, la texture reste argileuse au niveau des profils P2 et P4 ; la structure est massive dans les horizons de profondeur au niveau du profil P2 et prismatique au profil P4. Sur le profil P5, à partir de 1,12 m de profondeur, on note l'apparition de deux horizons réductiques (G), l'un limono-argileux en dessous duquel le deuxième horizon de texture limono sableuse apparaît. Les structures restent prismatiques.

Sur ces trois profils, on note la présence de cristaux des sels plus ou moins marqués selon les horizons et les profils. L'abondance des cristaux de sels et des taches d'oxydoréductions augmente avec la profondeur. Ce transect est dominé par la présence d'horizons de type 6 et 1.

- *Transect C parallèle au fleuve dans le lit du fleuve (Figure II.9).*

Dans le lit du fleuve, une différence dans l'organisation latérale des horizons est observée du profil P1 vers le profil P7 (Figure II.9). Cette différence concerne aussi bien les épaisseurs des horizons que leurs structures. On retrouve la structure prismatique sur les horizons de surface au niveau des profils P1 et P6, et la structure polyédrique en profondeur. L'horizon de type 8 est le plus dominant ici. La particularité du profil P6 réside dans son deuxième horizon qui est le plus épais et qui surmonte directement la terrasse graveleuse. Sur le profil P1, on observe un horizon sableux en dessous de la terrasse graveleuse. Si le lit gravillonnaire apparaît relativement à la même profondeur qu'en P1 et P6, sur le profil 7 ce lit apparaît dès à 0,90 m et surmonte un horizon sableux à structure continue et un second lit gravillonnaire apparaît à 1,25 m de profondeur. Entre ces deux horizons graveleux, deux horizons sont observés, l'un de texture sableuse à structure massive et l'autre réductique de texture limono-sableuse.

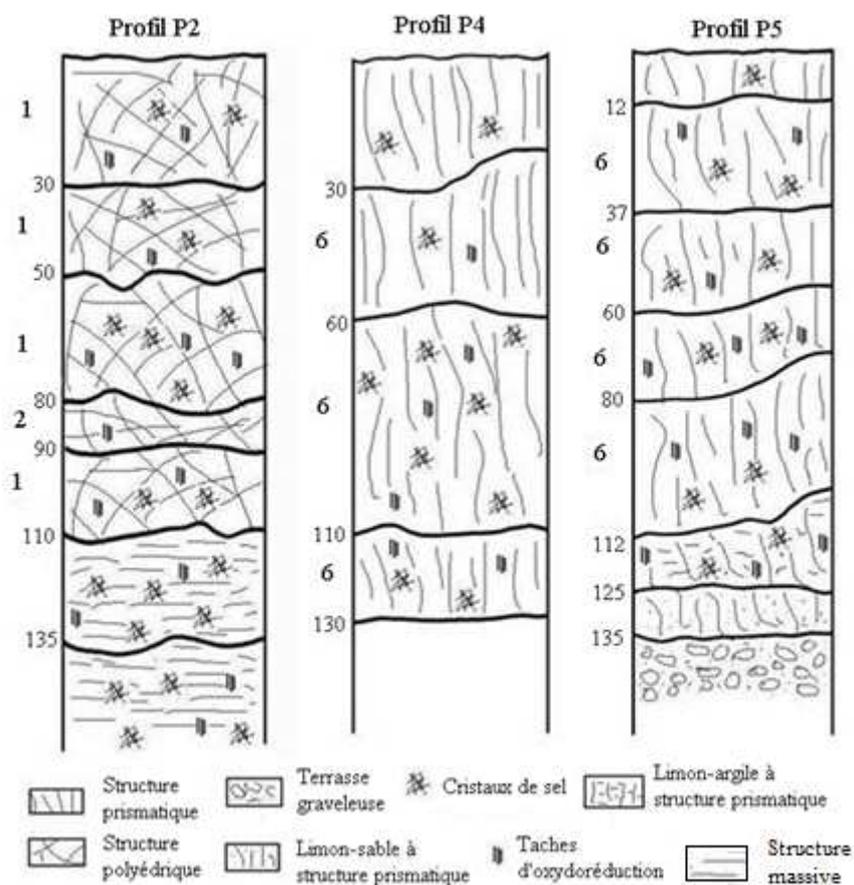


Figure II.8 - Représentation schématique des horizons des profils P2, P4 et P5 le long du transect B parallèle au fleuve, à l'intérieur du périmètre irrigué. Les chiffres correspondent aux types d'horizons distingués dans la figure II.5 sur la base de critères de structure, de présence de taches d'oxydoréduction et de présence de cristaux de sels.

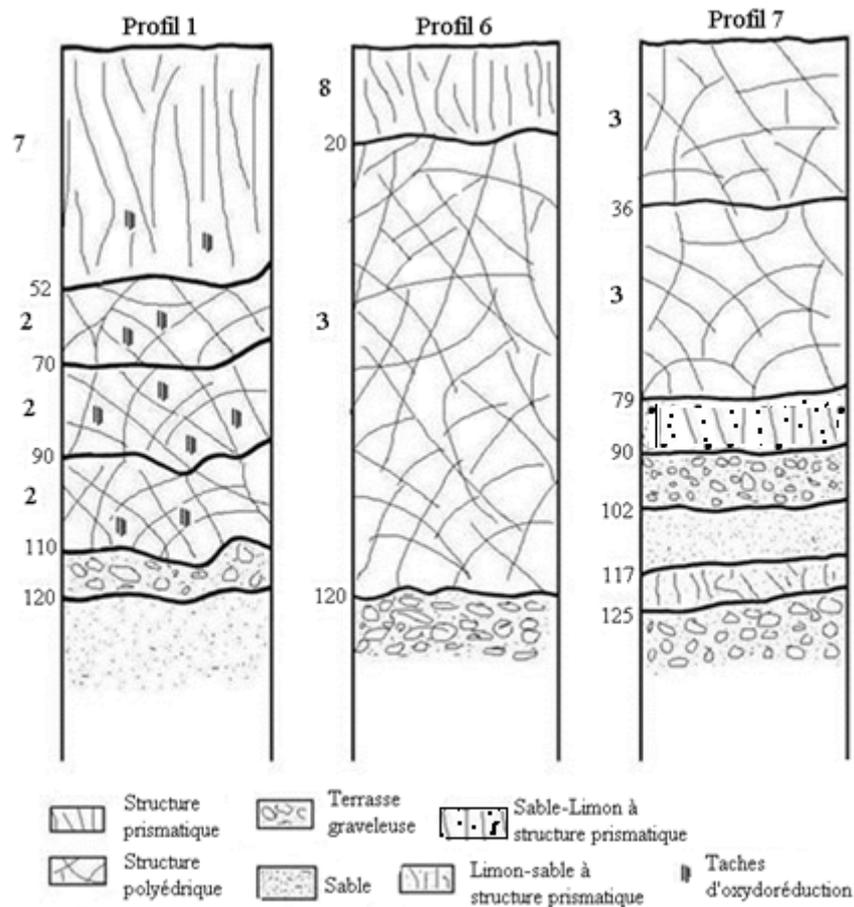


Figure II.9: Représentation schématique des horizons des profils P1, P6 et P7 le long du transect C positionné dans le lit du fleuve Niger, parallèlement à celui-ci. Les chiffres correspondent aux types d'horizons distingués dans la figure II.5 sur la base de critères de structure, de présence de taches d'oxydoréduction et de présence de cristaux de sels.

### Synthèse sur l'organisation latérale des sols

La comparaison des trois transects révèle des caractères constants et des variations dans l'organisation des sols du secteur d'étude. Les caractères constants sont de trois ordres :

- la présence systématique d'horizons argileux en surface, sans éléments grossiers, surmontant par une transition brutale (excepté P4) des horizons de texture beaucoup plus grossière, limono-sableux à sableux à forte charge en éléments grossiers. Ces horizons profonds sont à rattacher à la terrasse T4 identifiée sur le site de Kollo (Guéro, 2000) ;

- une structure des horizons argileux très nette, de type polyédrique anguleuse ou de type prismatique, avec la présence de fissures dès lors que les horizons sont secs. Ces deux types de structure peuvent être imbriqués dans un même horizon et de façon générale la description de leurs variations latérales est rendue difficile par les niveaux d'humidité très différents des parcelles irriguées et non irriguées;
- l'omniprésence de caractères morphologiques attribués à l'hydromorphie qui se manifestent soit par des taches d'oxydoréduction ou des concrétions, soit par la présence d'un horizon réductique.

Les principales variations latérales concernent :

- l'épaisseur des horizons argileux qui varie de moins de 80 cm (profil P3) à plus de 150 cm (profil P2) ;
- les efflorescences salines et la présence de cristaux de sels qui ne sont observées que dans les profils du transect B et qui montrent que la salinité des sols se limite à un secteur du périmètre irrigué proche de la digue.

## ***II.2 Cartographie de l'épaisseur des horizons argileux***

L'épaisseur des horizons argileux a été précisée au sein du périmètre irrigué, par inversion 1D des 310 sondages électriques réalisés en mars 2011 avec 4 écartements croissants. La carte de l'épaisseur des horizons obtenue par krigeage ordinaire (Figure II.10) traduit une vision a priori très lissée des variations réelles d'épaisseur, car le variogramme expérimental montre un fort effet de pépite traduisant des incertitudes du modèle d'inversion ou des variations d'épaisseur à courte distance. Néanmoins, cette carte permet d'identifier des variations de 75 cm à l'extrémité nord de la zone à 175 cm au sein de la plus partie centrale et l'extrême sud-est de la zone d'étude. Globalement, on note une augmentation de l'épaisseur de la couche d'argile, de la bordure Nord-Est de la zone d'étude vers la digue. Cependant une diminution de l'épaisseur de cette couverture argileuse est notée localement dans les casiers rizicoles situés dans la partie ouest de la zone.

En comparant les épaisseurs d'argile mesurées sur les fosses pédologiques et sondages à la tarière, à celles obtenues par inversion des mesures de résistivité électrique, on constate que

les ordres de grandeurs sont respectés. En effet, les épaisseurs obtenues par observation s'échelonnent de 110 cm à 150 cm alors que celles obtenues par inversion varient de 76 cm à 175 cm.

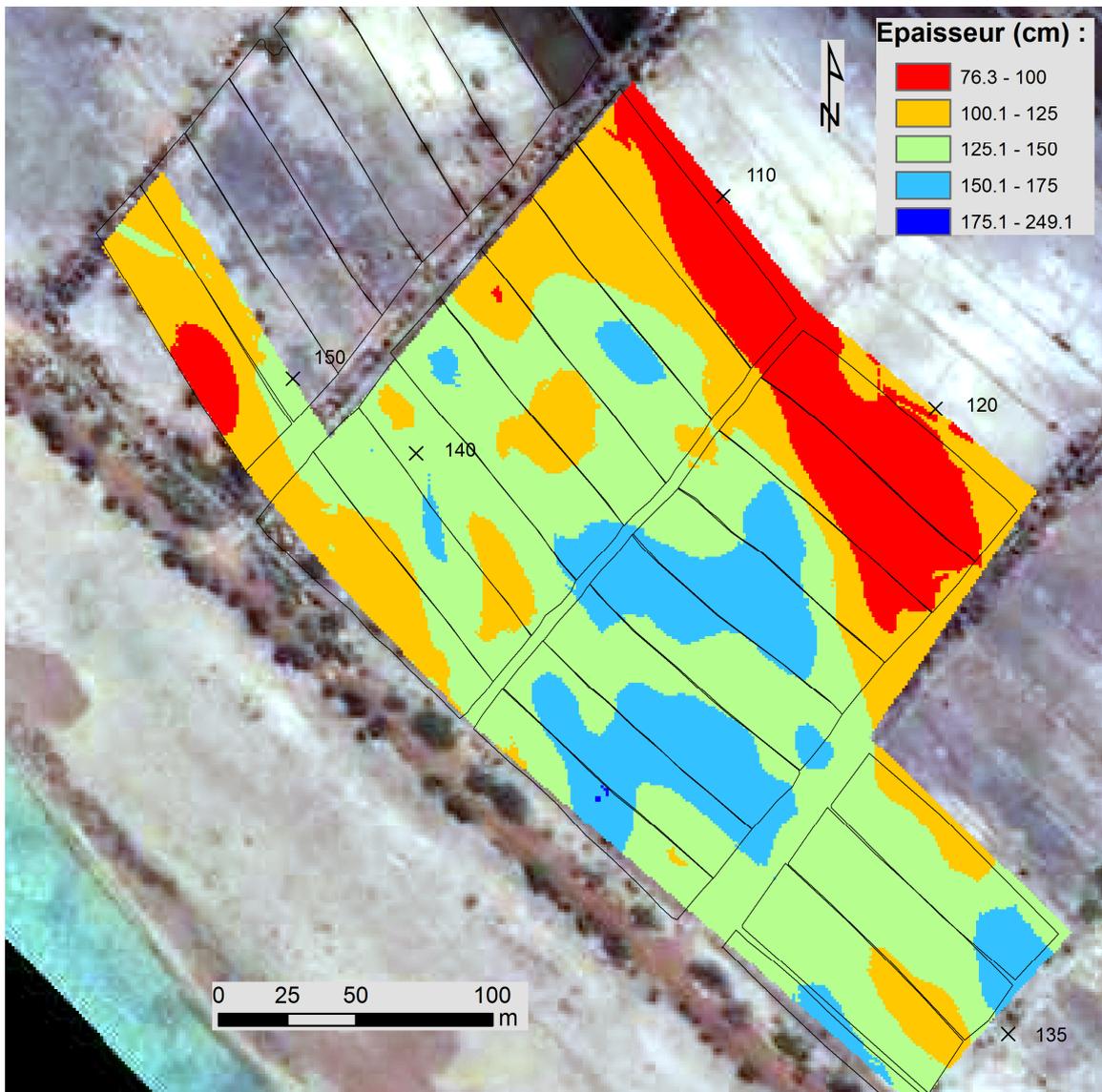


Figure II.10 - Estimation de l'épaisseur de la couche argileuse par krigeage ordinaire à partir de l'inversion 1 D des mesures de résistivité électrique réalisées en mars 2011, en supposant un terrain à deux couches (l'un à faible résistivité en surface, l'autre plus résistant en profondeur). Les croix indiquent la position des fosses pédologiques et des sondages à la tarière pour lesquelles l'épaisseur observée de la couche argileuse est donnée en cm.

## II.3 Propriétés physiques et hydrodynamiques

### II.3.1 Les masses volumiques apparentes sèches

Les masses volumiques apparentes sèches  $\rho_s$  des horizons étudiés ont été déterminées sur les échantillons de sol non remaniés d'un volume de  $100 \text{ cm}^3$  utilisés pour obtenir les courbes de rétention. Ces échantillons ont été prélevés au niveau des profils P2 et P3. Les statistiques descriptives des valeurs mesurées sont présentées dans le tableau II.5. Les valeurs de  $\rho_s$  sont relativement proches dans les 80 premiers centimètres de sol (horizons LAV , SV, VSa du profil P2 et LAvg, SVg du profil P3) et s'échelonnent de  $1,30 \text{ g.cm}^{-3}$  à  $1,42 \text{ g.cm}^{-3}$ . Celles-ci diminuent plus en profondeur : elles sont respectivement de 1,25, 1,28 et 1,19 pour les horizons SaSg1, SaSg2 et SaSg3 du profil P2 et de 1,03 au sein de l'horizon IIIS du profil P3.

Tableau II.5. Statistiques descriptives des masses volumiques apparentes mesurées par horizon sur les échantillons de sols non remaniés utilisés pour déterminer les propriétés de rétention en eau (3 échantillons prélevés par horizons).

Horizon Profondeurs (cm)	Masse volumique apparente sèche ( $\text{g.cm}^{-3}$ )								
	Profil P2						Profil P3		
	Lav 0-	SV 30-	VSa 50-	SaSg1 78-95	SaSg2 95-	SaSg3 110-	LAvg 0-40	SVg 40-	IIIS 105-
Min	1.26	1.31	1.35	1.24	1.25	1.15	1.39	1.33	0.99
Max	1.36	1.37	1.39	1.27	1.30	1.22	1.46	1.40	1.05
Moyenne	1.30	1.34	1.37	1.25	1.28	1.19	1.42	1.37	1.03
Ecart-type	0.05	0.03	0.02	0.01	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03

### II.3.2 Les propriétés hydrodynamiques

#### II.3.2.a Les propriétés de rétention en eau

Les courbes de rétention en eau ont été réalisées sur des échantillons de sols non remaniés de  $100 \text{ cm}^3$  et relient l'humidité pondérale au potentiel matriciel de l'eau. Les teneurs en eau pondérales ont été déterminées par la méthode gravimétrique et correspondent à une moyenne de 3 échantillons (Figure II.11).

Au niveau du profil P2 (Figure II.11a), ces courbes mettent en évidence que sur toute la gamme de pression étudiée, les horizons profonds SaSg1, SaSg2 et SaSg3 présentent des valeurs de teneurs en eau proches et élevées. Elles sont respectivement de 0,44, 0,43 et 0,46

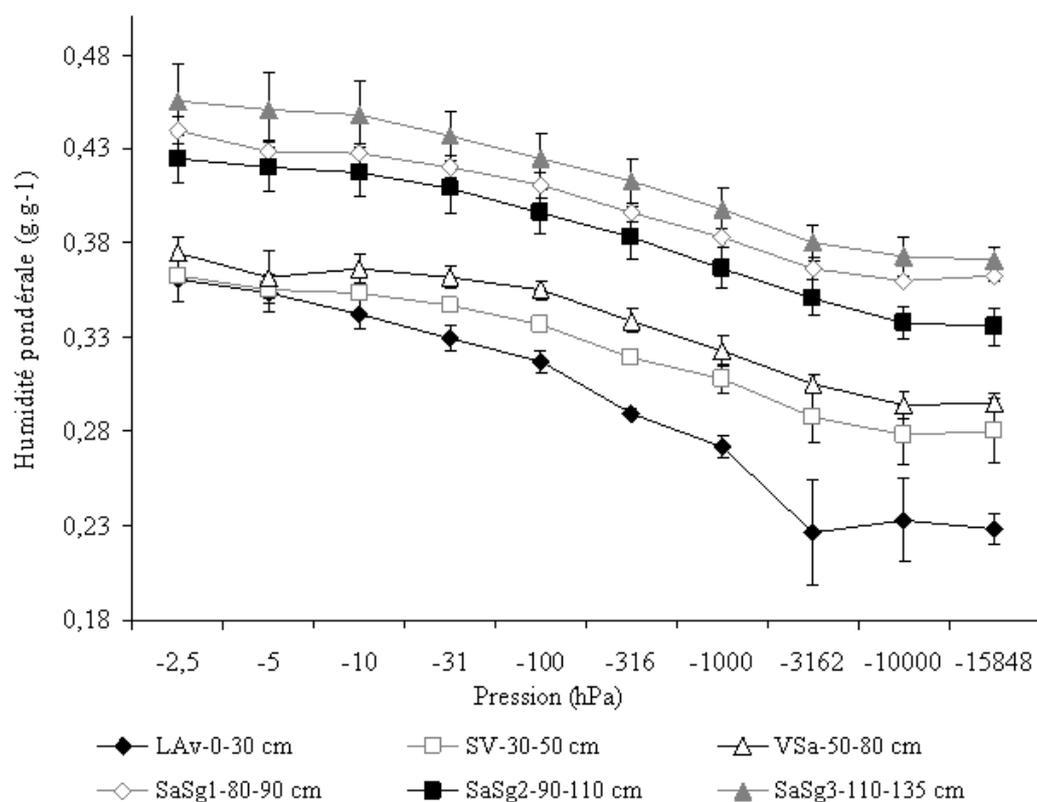
$\text{g.g}^{-1}$  à  $-2,5$  hPa (soit à proximité de la saturation à pF 0,4) et diminuent progressivement pour atteindre la valeur de 0,36, 0,34 et 0,37  $\text{g.g}^{-1}$  à  $-15000$  hPa, soit au point de flétrissement permanent des plantes (pF 4,2).

Les horizons plus superficiels LAV, SV et VSA présentent des teneurs en eau similaires à proximité de la saturation, mais inférieures à celles des horizons profonds précédents. Ces teneurs en eau au potentiel matriciel de  $-2,5$  hPa sont de 0,36  $\text{g.g}^{-1}$  pour les deux horizons LAV et SV et de 0,37  $\text{g.g}^{-1}$  pour l'horizon VSA. Elles diminuent progressivement pour les horizons SV et VSA pour atteindre respectivement les valeurs de 0,28 et 0,30  $\text{g.g}^{-1}$  à  $-15000$  hPa. L'horizon LAV s'individualise par une diminution plus brutale de sa teneur en eau à partir de la pression de  $-100$  hPa pour atteindre une valeur de 0,23  $\text{g.g}^{-1}$  au point de flétrissement permanent des plantes à  $-15000$  hPa.

Au niveau du profil P3 (Figure II.11b), les propriétés de rétention en eau des horizons superficiels LAVg et SVg sont proches et relativement similaires à celles observées pour les horizons superficiels du profil P2. En effet, les teneurs en eau de ces deux horizons varient respectivement de 0,36 et 0,35  $\text{g.g}^{-1}$  à  $-2,5$ hPa pour atteindre les valeurs de 0,26 et 0,25  $\text{g.g}^{-1}$  à  $-15000$  hPa.

Par contre, l'horizon profond IIS se démarque avec des teneurs en eau plus fortes sur toute la gamme de pression étudiée. En effet, la teneur en eau est de 0,57  $\text{g.g}^{-1}$  à proximité de la saturation à  $-2,5$  hPa ; elle diminue très légèrement pour atteindre la valeur de 0,47  $\text{g.g}^{-1}$  à la pression de  $-15000$  hPa.

a) Profil P2



b) Profil P3

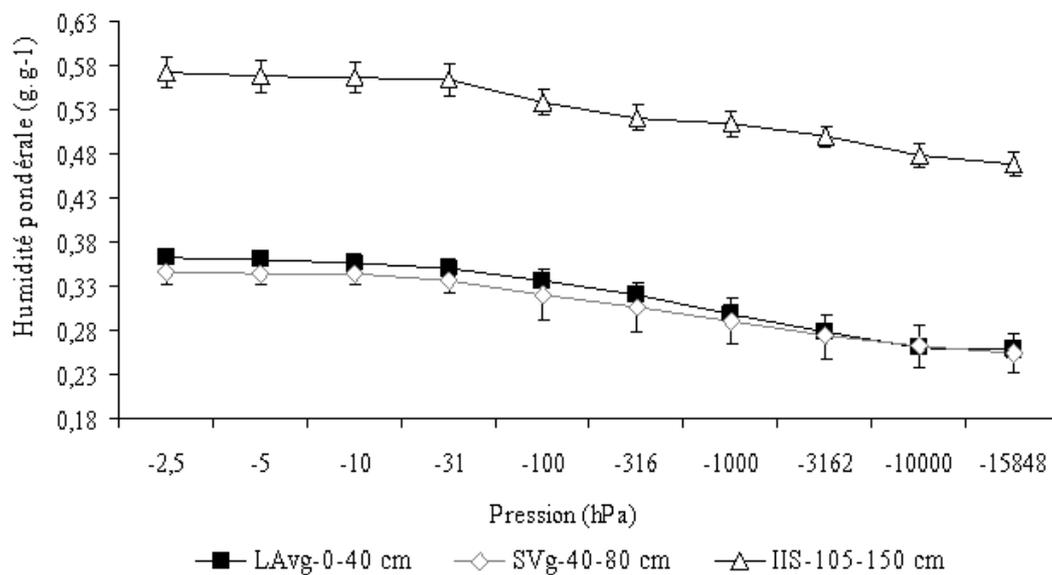


Figure II.11 - Courbes de rétention en eau des horizons pédologiques décrits sur les profils P2 (a) et P3 (b) : moyenne et écart-type des teneurs en eau pondérales pour 3 répétitions à chaque potentiel.

### II.3.2.b La conductivité hydraulique en régime insaturé et à saturation

Les mesures ont été obtenues par la méthode d'évaporation de Wind (Wind, 1968) réalisées sur des échantillons de 1250 cm<sup>3</sup>, dans une gamme de potentiel de -0.1 à -1000 hPa. Les courbes de conductivité hydraulique (Figure II.12) sont modélisées selon la relation de Mualem-Van Genuchten (Van Genuchten, 1980).

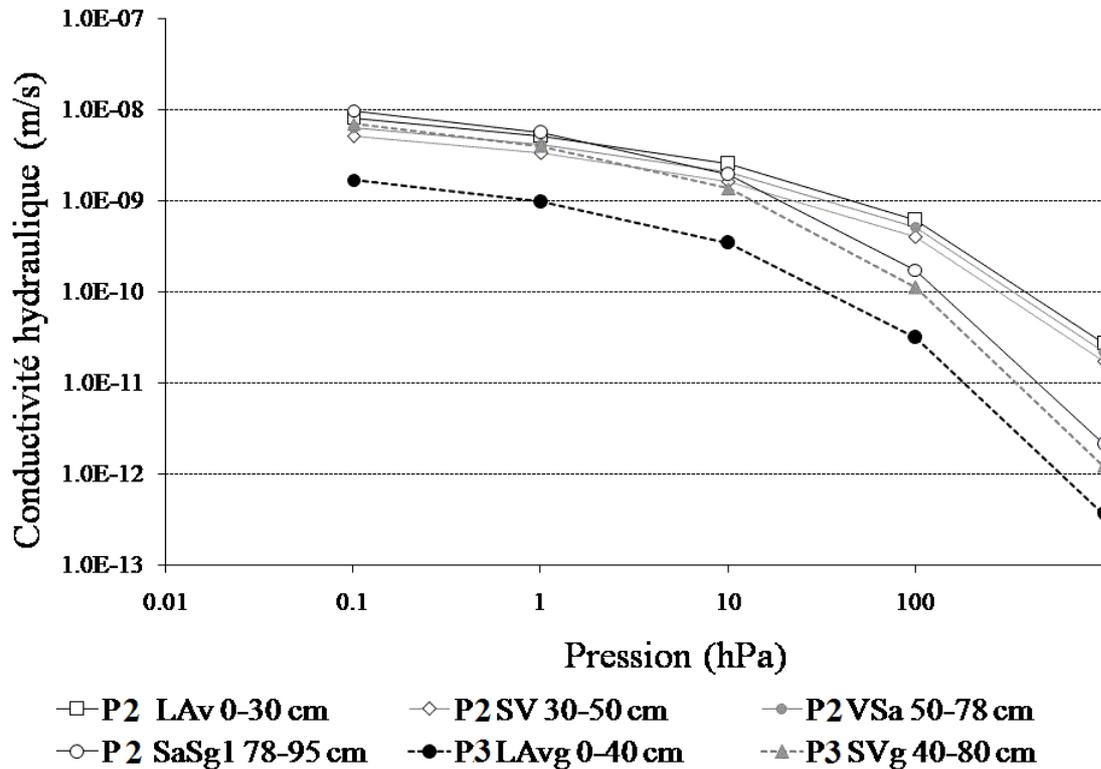


Figure II.12 - Courbes des conductivités hydrauliques en fonction des potentiels matriciels des horizons étudiés des profils P2 et P3. Les courbes sont ajustées selon le modèle de Mualem-Van Genuchten (Van Genuchten, 1980).

Sur l'ensemble de la gamme des potentiels matriciels étudiés, les conductivités hydrauliques des 3 premiers horizons du profil P2 (LAv, SV et VSA) sont similaires et les plus élevées. Pour les potentiels matriciels les plus élevés, c'est-à-dire supérieurs à -10 hPa, les conductivités hydrauliques de l'horizon SaSg1 du profil P2 et de l'horizon SVg du profil P3 sont très proches de celles des 3 horizons précédents et sont comprises entre  $1.10^{-9}$  et  $1.10^{-8}$  m.s<sup>-1</sup>. Mais pour des potentiels matriciels inférieurs à 10 hPa, les courbes de ces deux horizons décrochent et se démarquent par des conductivités hydrauliques nettement plus faibles, proches de  $1.10^{-11}$  m.s<sup>-1</sup>. Enfin, l'horizon superficiel LAv du profil P3 s'individualise par des valeurs de

conductivité hydraulique bien inférieures à celles des autres horizons étudiés quels que soient les potentiels matriciels analysés.

Le tableau II.6 présente les paramètres d'ajustement de la relation de Mualem-Van Genuchten (1980) utilisés pour modéliser l'évolution de la conductivité hydraulique  $K$  en fonction du potentiel  $h$ . Les valeurs estimées de la conductivité hydraulique à saturation ( $K_{sat}$ ) pour l'ensemble des horizons sont très faibles et varient de  $1,9 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$  à  $5,1 \cdot 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ .

*Tableau II.6 : Paramètres d'ajustement de la relation de Mualem-Van Genuchten (1980) utilisés pour représenter l'évolution des conductivités hydrauliques en fonction du potentiel matriciel des horizons de sol étudiés déterminées selon la méthode de Wind (1968).*

Profil	Horizon	Prof. cm	n	$\alpha$	$K_{sat}$ . ( $\text{m.s}^{-1}$ )
P2	Lav	0-30	1,097	0,2	$2,5 \cdot 10^{-8}$
	SV	30-50	1,10	0,198	$1,5 \cdot 10^{-8}$
	VSa	50-78	1,101	0,198	$1,9 \cdot 10^{-8}$
	SaSg1	78-95	1,11	0,878	$3,3 \cdot 10^{-8}$
P3	LAvg	0-40	1,12	0,876	$5,1 \cdot 10^{-9}$
	SVg	40-80	1,12	0,977	$2,17 \cdot 10^{-8}$

## **II. 4 Caractérisation de la fissuration et de la rétractation des sols**

### *II.4.1 Caractérisation de la surface in situ*

La figure II.13.A présente un extrait de la superficie photographiée de  $100 \text{ m}^2$  sur laquelle l'analyse du réseau de fissures de surface a été réalisée. Deux réseaux de fissures apparaissent très distinctement : l'un finement réticulé regroupe un ensemble de fissures très nombreuses, mais peu écartées (moins de 2 cm) et apparaissant peu profondes ; l'autre présente des fissures moins nombreuses, mais beaucoup plus écartées (de 2 à 10 cm) et plus profondes. L'analyse quantitative des distances entre deux fissures successives est traduite sous forme de courbes de fréquence cumulée de ces distances (Figure II.13.B) : ces courbes d'allure sigmoïde montrent la forte variabilité spatiale de la distance séparant deux fissures au sein d'une même classe de taille de fissure (intra-fissurale) ainsi qu'entre classes de taille différente (inter-fissurale). L'écartement médian est de 8 cm et 38 cm respectivement pour les fissures fines et

larges. 50% des fissures fines sont séparées d'une distance s'échelonnant de 2 cm à 8 cm et l'autre moitié de 8 cm à 13 cm, alors que 50 % des fissures larges sont distantes de 2cm à 38 cm et la deuxième moitié de 38 cm à plus de 100 cm. Ainsi, il apparaît qu'en période sèche se met en place un réseau de fissures larges qui délimitent l'horizon argileux de surface tous les 20 à 60 cm et qui isolent des prismes observés sur les fosses pédologiques, jusqu'à une profondeur de 60 à 80 cm. Une fissuration secondaire, beaucoup plus superficielle, complète le réseau majeur de fissures et ne semble affecter que l'horizon de surface.

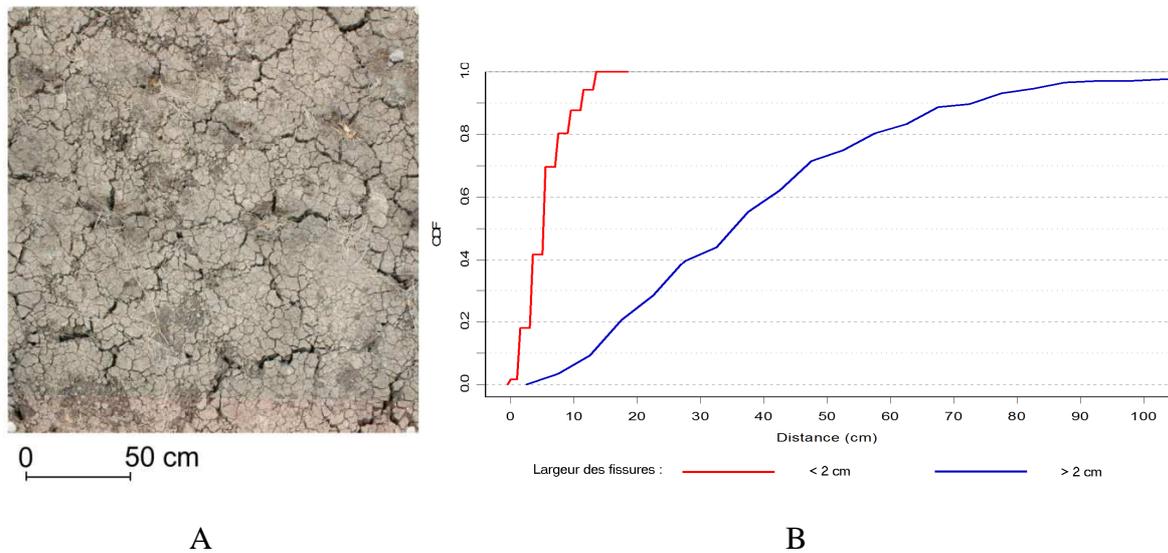


Figure II.13 -Analyse du réseau de fissures de surface sur une superficie de 100 m<sup>2</sup> d'une parcelle non exploitée du site de Kollo en fin de saison sèche : (A) extrait de la mosaïque photographique ; (B) courbes de fréquence cumulée de la distance horizontale entre deux fissures successives, pour des fissures étroites (< 2cm) et larges (>2cm). L'écartement médian est de 8 cm et 38 cm respectivement pour les fissures fines et larges.

#### II.4.2 Caractérisation hydrostructurale

Les courbes de retrait mettent en évidence l'évolution du volume d'un échantillon de sol argileux en fonction de sa teneur en eau en phase de dessiccation. La figure II.14 regroupe les courbes obtenues à partir des paramètres pédohydriques (Tableau II.7 et II.8), pour les différents échantillons non remaniés prélevés sur le profil Pr ; les courbes sont établies dans une gamme de teneur en eau allant d'un état initial de 0,35 g.g<sup>-1</sup> jusqu'à l'état final proche de 0,1 g.g<sup>-1</sup>. Au cours de la dessiccation, la perte d'eau n'entraîne pas d'entrée d'air dans la

macroporosité ; les courbes de retrait suivent la droite de saturation et ne s'en écartent qu'à une humidité déjà faible de  $0,15 \text{ g.g}^{-1}$ , considérée comme le point d'entrée d'air de la microporosité. Le comportement de l'eau est le même à tous les niveaux de profondeurs. Néanmoins, on remarque une plus grande teneur en eau initiale pour les échantillons prélevés dans l'horizon SaSg du profil Pr à 120-145 cm de profondeur.

Le volume poral, même s'il varie, reste dans la même gamme pour tous les échantillons ( $0.53\text{-}0.59 \text{ dm}^3.\text{kg}^{-1}$ ). La teneur en eau des échantillons après la phase d'humectation est nettement inférieure à celle escomptée. En effet, pour des argiles, la teneur en eau à saturation est d'environ  $0.6 \text{ g.g}^{-1}$ . Mais ici, nous atteignons pour la plus haute valeur  $0.37 \text{ g.g}^{-1}$  (échantillon G).

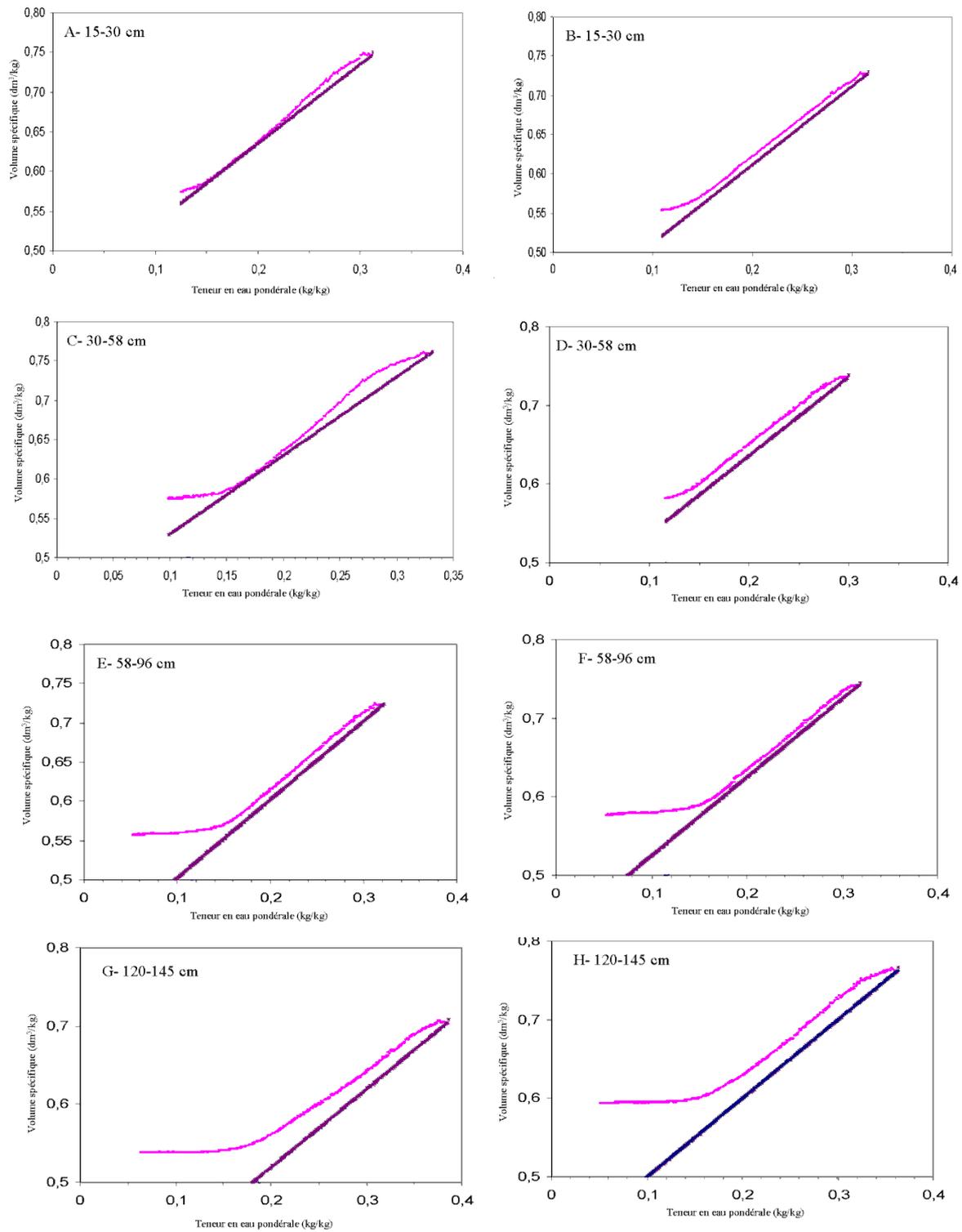


Figure II.14 - Courbes de retrait (en violet) montrant l'évolution du volume de l'échantillon de sol en fonction de sa teneur en eau et droite de saturation (en bleue) des différents échantillons prélevés au niveau du profil Pr.

Tableau II.7 : Paramètres pédohydriques utilisés pour l'obtention des courbes de retrait par modélisation pour les échantillons prélevés au niveau du profil Pr. Volumes massiques apparents minimum ( $V_0$ ) et maximum ( $V_{sat}$ ) ;  $WA$ ,  $WB$ ,  $WC$ ,  $WD$ ,  $WN$ ,  $WM$ ,  $WL$  / teneurs en eau massiques mesurées de points caractéristiques de la courbe de retrait ( $WN$  = point de flétrissement) selon la terminologie de Braudeau (1999) ;

Echantillon	$V_0$ $dm^3.kg^{-1}$	$V_{sat}$	$(g.g^{-1})$						
			$WA$	$WB$	$WC$	$WD$	$WN$	$WM$	$WL$
A 15-30 cm	0,568	0,748	0,09	0,18	0,27	0,33	0,14	0,29	0,40
B 15-30 cm	0,555	0,733	0,10	0,15	0,28	0,34	0,31	0,31	0,33
C 30-58cm	0,576	0,761	0,10	0,19	0,25	0,35	0,15	0,29	0,34
D 30-58 cm	0,577	0,737	0,09	0,15	0,27	0,31	0,13	0,29	0,29
E 58-96 cm	0,558	0,724	0,09	0,19	0,28	0,34	0,15	0,31	0,33
F 58-96 cm	0,581	0,743	0,10	0,19	0,29	0,33	0,15	0,31	0,33
G 120-145 cm	0,592	0,774	0,13	0,21	0,36	0,38	0,18	0,37	0,39
H 120-145 cm	0,593	0,763	0,10	0,22	0,31	0,38	0,17	0,33	0,36

Tableau II.8 : Paramètres pédohydriques utilisés pour l'obtention des courbes de retrait par modélisation pour les échantillons prélevés au niveau du profil Pr. Indices déduits des teneurs en eau de points caractéristiques de la courbe de retrait selon la terminologie de Braudeau (1999) :  $CRV$ , coefficient de retrait volumique =  $(V_{sat}-V_0)/V_{sat}$  ;  $I_g$  indice de gonflement microporal =  $(WM-WN)/WM$  ;  $EU_{micro}$ , eau utile microporale (=  $WM-WN$ ) et  $EU_{macro}$ , eau utile macroporale (=  $WD-WM$ ), en g/g.

Echantillon	$CRV$	$I_g$	$(g.g^{-1})$	
			$EU_{micro}$	$EU_{macro}$
A 15-30 cm	0.24	0,53	0,16	0,03
B 15-30 cm	0.24	0,57	0,18	0,03
C 30-58cm	0.24	0,47	0,14	0,06
D 30-58 cm	0.22	0,56	0,16	0,03
E 58-96 cm	0.23	0,52	0,16	0,03
F 58-96 cm	0.22	0,51	0,16	0,02
G 120-145 cm	0.24	0,52	0,19	0,01
H 120-145 cm	0.22	0,49	0,16	0,04

## ***II. 5 Caractérisation minéralogique***

### *II.5.1 Analyse des DRX sur poudres*

Les DRX effectués sur des poudres désorientées des échantillons issus des horizons du profil P2 (Figure II.15a) montrent la présence de kaolinite (pics à 12,35° et 24,851°), quartz (pics à 20,835° et 26,7°), d'hexahydrate ((MgSO<sub>4</sub>, 6H<sub>2</sub>O), pics à 14,669°, 15,275°, 16,262°, 17,398°, 18,171°, 20°, 22,01°, 30,42° ; 30,79°), de gypse ((CaSO<sub>4</sub>, 2H<sub>2</sub>O), pics à 11,69°, 20,74 °, 29,2°) mais aussi d'une argile de type 2:1 à identifier plus précisément sur les lames orientées. Les DRX montrent également que la proportion de gypse et d'hexahydrate augmente avec la profondeur.

Les mêmes minéraux sont présents dans les horizons du profil P3 (Figure II.15b), mais la proportion de sels, et en particulier de gypse, est plus importante dans le profil P2.

Au niveau des échantillons prélevés sur le prisme, les DRX de poudres (Figure II.15) mettent en évidence la présence de kaolinite, de quartz, de gypse, d'hexahydrate dans les taches rouges et jaunes prélevées dans l'ensemble des horizons (H1 à H7). On observe également la présence de goéthite (pics 21,174°, 33,29°, 36,59°, 51,15°) dans les taches rouges des horizons H1 à H6. Les pics de goéthite sont petits et difficilement visibles sur les diffractogrammes. La présence de cristobalite (silice amorphe, pics à 21,87°, 27,24°, 28,38°) est aussi notée dans les taches rouges des horizons H2, H4 et H6. Les pics de la cristobalite ne se voient pas très bien sur les diffractogrammes, car c'est un minéral amorphe.

Les DRX effectués sur les poudres des cristaux de sels (Figure II.15) indiquent la présence de gypse et d'hexahydrate dans les sept horizons étudiés, mais aussi d'epsomite ((MgSO<sub>4</sub>, 7H<sub>2</sub>O), pics à 21,1°, 23,44°) au sein des horizons H2 et H6. A partir de ces DRX, on ne peut pas exclure la présence de Wauttevilleite (Na<sub>2</sub>Ca<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>), de carbonate de sodium hydraté (Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, 7 H<sub>2</sub>O), et de sulfate de calcium hydrate (CaSO<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>O), mais en raison du chevauchement de nombreux pics leur identification est difficile. Il faut remarquer que ces minéraux de sulfates de Ca et Mg hydratés sont caractéristiques des zones endoréiques.

### *II.5.2 Analyses des DRX des argiles sur lames orientées*

Les DRX effectués sur les lames orientées des différents échantillons du profil P2 (Figure II.16) mettent en évidence la présence dans les différents horizons de kaolinite (pics à 12,352° et 24,851°), de smectites (pic à 6,1° qui se déplace à 5,194° après traitement à l'éthylène glycol), de traces d'illite (pics à 8,9°, 17,735° et 26,85°) et de quartz (pics à 20,835° et 26,7°).

Il n'y a pas de différences importantes avec ou sans destruction de la matière organique, seul le gonflement des smectites est plus prononcé après destruction de la matière organique. Aussi ne sont illustrés sur la figure II.17 que les DRX après destruction de la matière organique. On n'observe pas de modifications importantes de la composition minéralogique des argiles avec la profondeur. La kaolinite est le minéral argileux dominant, mais la smectite est présente en proportion significative. Les échantillons issus des taches des horizons H3 (50-78cm) et H4 (78-95 cm) sont ceux qui contiennent la proportion de smectite la plus faible. L'échantillon de l'horizon H5 (95-110 cm) est celui qui a la proportion de smectite la plus élevée.

Les DRX des lames orientées des échantillons de taches collectées le long du prisme (Figure II.18) montrent des résultats similaires. Ils mettent également en évidence la présence dans les différents horizons de kaolinite, de smectites, d'illite et de quartz. La smectite semble être plus abondante dans les taches jaunes des horizons H4 et H7 et l'illite est ici plus abondante que dans les poudres du profil P2.

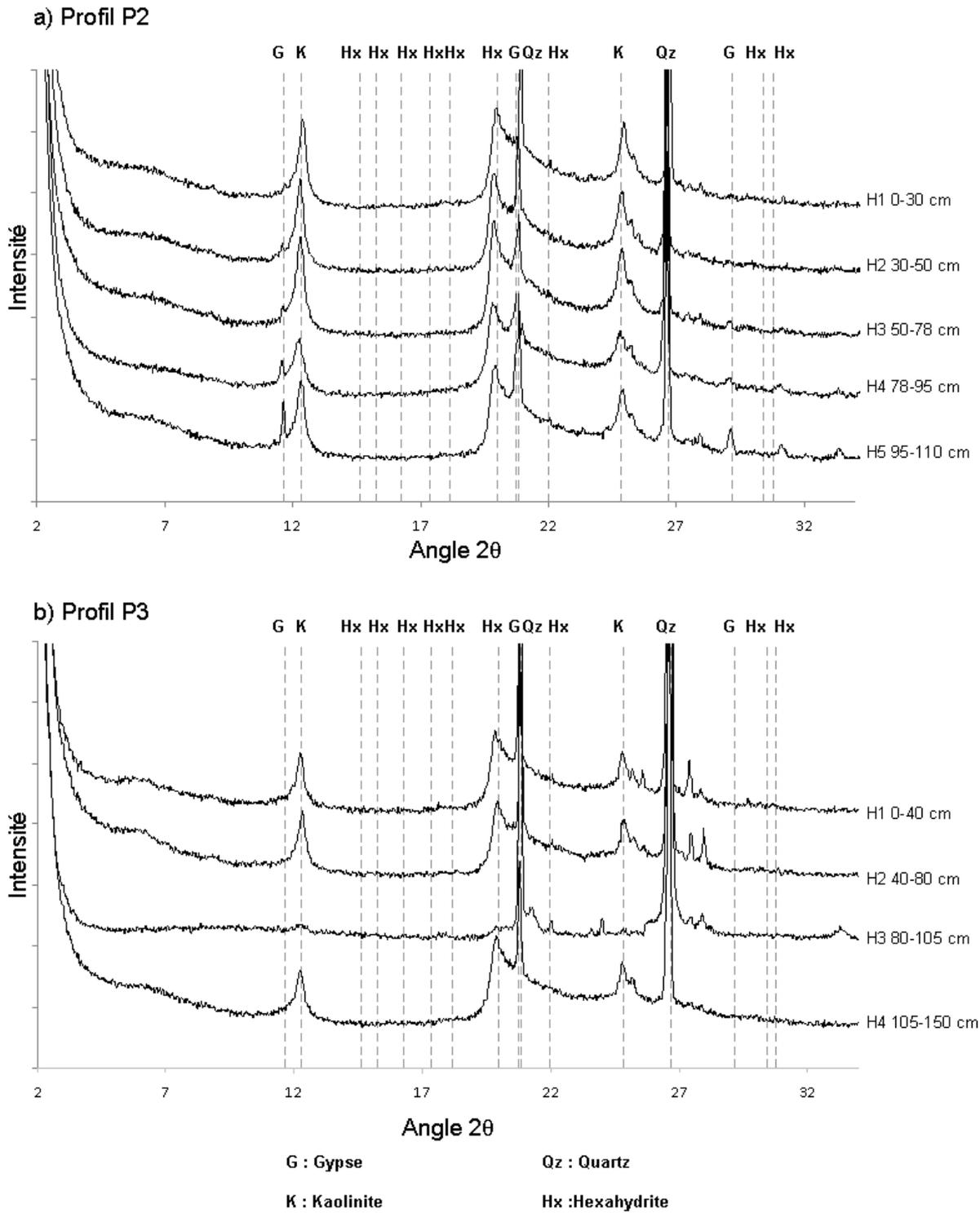


Figure II.15 - Diffractogrammes à rayon X réalisés sur des poudres désorientées provenant des horizons caractéristiques du profil P2 (a) et du profil P3 (b).

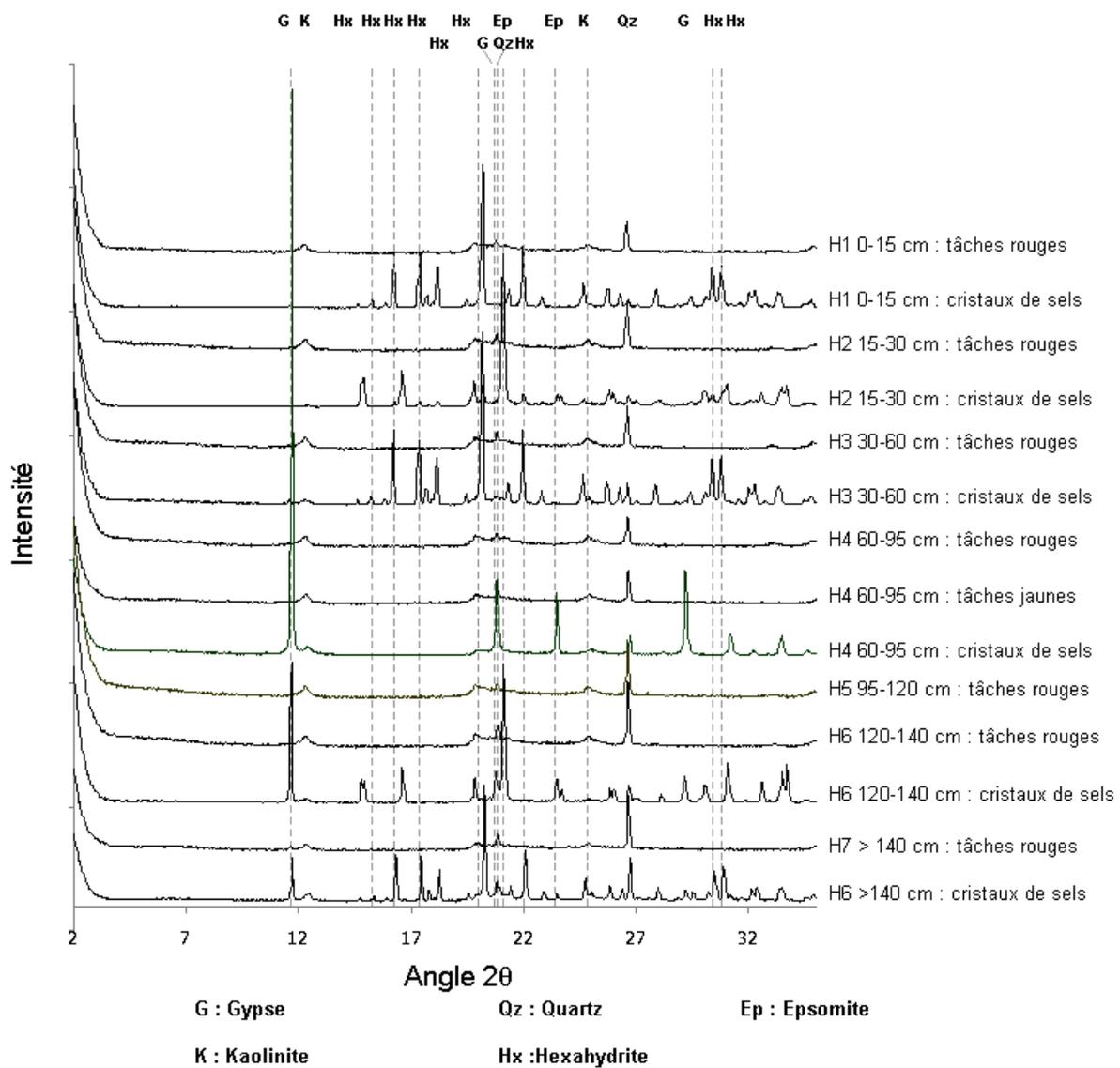


Figure II.16 - Diffractogrammes à rayon X réalisés sur des poudres désorientées des différentes phases (taches rouges, taches jaunes, cristaux de sel) prélevées séparément au sein des horizons pédologiques observés sur un prisme.



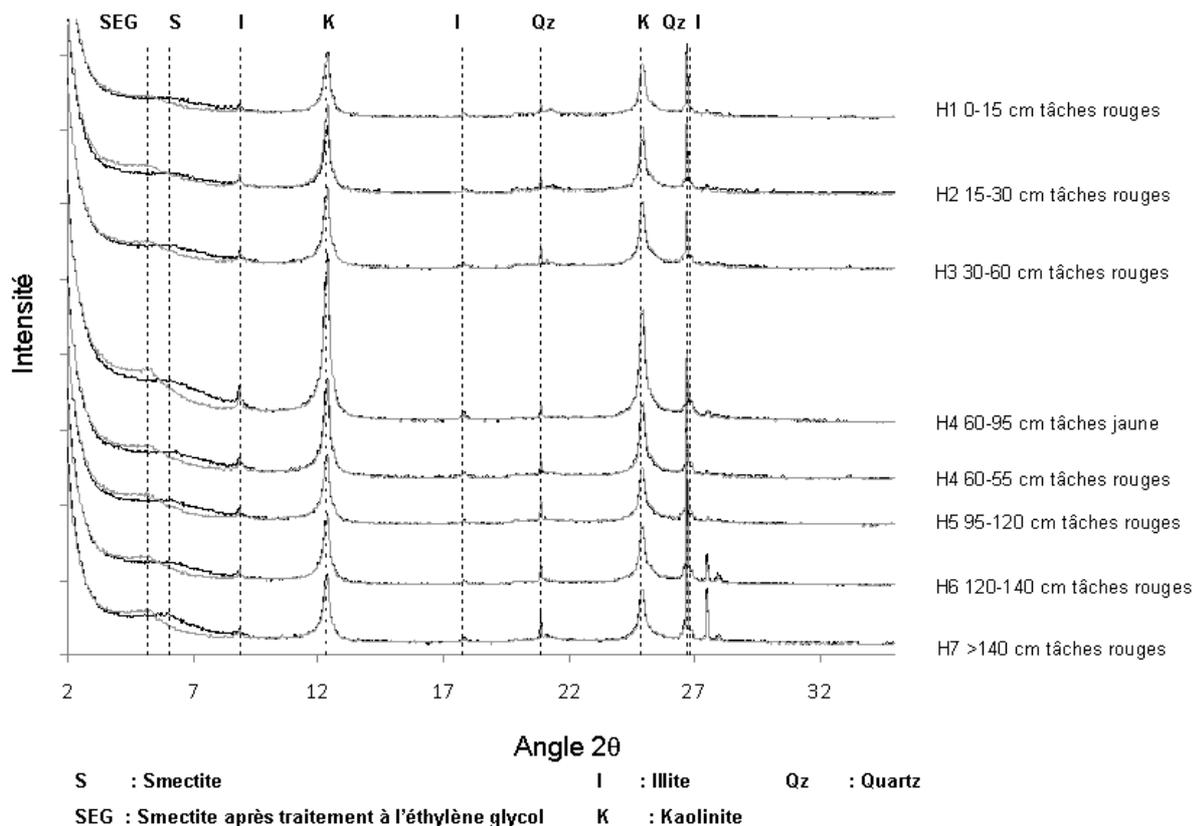


Figure II.18 - Diffractogrammes à rayon X des argiles sur lames orientées extraites des taches rouges ou jaunes présentes au sein des différents horizons observés sur le prisme après destruction de la matière organique. Pour chaque échantillon, la courbe noire représente le diffractogramme de la lame orientée séchée à l'air et la courbe grise représente le diffractogramme de la même lame orientée après traitement à l'éthylène glycol.

De la caractérisation minéralogique, nous retenons que les principaux minéraux identifiés (Tableau II.9) sont la kaolinite, des smectites, l'illite, l'hexahydrate, l'epsomite et le gypse. Il existe une variation verticale et latérale de ces minéraux. Verticalement, les variations concernent l'abondance et le niveau d'apparition de ces minéraux : la kaolinite est plus abondante et diminue avec la profondeur, alors que la smectite augmente avec la profondeur, de même pour le gypse et l'hexahydrate. Ces minéraux sulfatés de calcium et de magnésium sont présents le long des profils P2 et P3. Les DRX des taches ont permis de mettre en évidence la présence de goéthite dans les taches rouges jusqu'à 140 cm et de cristobalite dans les horizons intermédiaires. Latéralement la comparaison entre les profils P2 et P3 indique une forte teneur des minéraux de sel dans le profil P2 en particulier de gypse.

Tableau II.9- Formes minéralogiques observées à partir des DRX effectuées sur les différents échantillons prélevés dans les profils P2, P3, et Pr

Profil	Observations	Formes minéralogiques dominantes	Formes minéralogiques secondaires
P2	-	Kaolinite (++), quartz (++), hexahydrate (++), gypse (+++), smectite	Illite
P3	-	Kaolinite (+), quartz (+), hexahydrate (+), gypse (+), smectite	Illite
Pr	Taches rouges	Kaolinite, quartz, hexahydrate, gypse, smectite, goethite	crystalobalite
	Taches jaunes	Kaolinite, quartz, hexahydrate, gypse, smectite	-
	Cristaux de sel	Hexahydrate, gypse, epsomite	Wattevilleite, carbonate de sodium hydraté

+ à +++ : niveaux d'abondance du minéral

### III. Discussion

#### III. 1 - Synthèse des principaux résultats obtenus

##### III.1.1 Organisation pédologique au sein du périmètre d'étude

La description des profils montre la présence constante en surface d'horizons très argileux, sans éléments grossiers, de couleur noire ou gris foncé à l'état humide et de couleur gris très clair à l'état sec. Ces horizons argileux surmontent, par une limite abrupte, des horizons sableux ou sablo-graveleux issus d'un autre matériau et qui correspondent à un niveau de terrasse fluviale. L'épaisseur de la couche argileuse est variable dans l'espace et croît de l'intérieur du périmètre vers la digue.

Le profil P2 près de la digue se caractérise par la présence d'horizons très argileux, à pH acide, à CEC moyenne, marqués par une forte salinité à profil descendant et caractérisée par

une prédominance des cations Mg et Na et de l'anion S. Le profil P3, plus en amont, présente également en surface des horizons argileux, à pH acide et à CEC moyenne, surmontant des horizons issus d'autres matériaux, alternativement sableux et argileux. La particularité de ce profil P3 est son faible niveau de salinité.

### *III.1.2 Propriétés hydrodynamiques et comportement hydrostructural*

Les courbes de rétention en eau des différents horizons argileux montrent deux grandes caractéristiques :

- des humidités systématiquement plus fortes à potentiel égal pour tous les horizons profonds, décrits comme ayant une structure polyédrique, par rapport aux horizons de surface dont la structure est de type prismatique ;
- une variation remarquablement faible de la teneur en eau depuis la quasi-saturation (par exemple,  $0,43 \text{ g.g}^{-1}$  à un potentiel de  $-2,5 \text{ hPa}$  pour l'horizon H5 de P2) jusqu'au point de flétrissement (par exemple,  $0,37 \text{ g.g}^{-1}$  à une pression de  $-10000 \text{ hPa}$  pour H5 de P2). Seul l'horizon de surface H1 du profil P2 présente une baisse un peu plus marquée de la teneur en eau à une pression de l'ordre de  $-1000 \text{ hPa}$ . (Figure II.11.A).

Ces caractéristiques remarquables des courbes de rétention sont à rapprocher de celles des courbes de retrait (Figure II.14) qui montrent que dans une gamme très large de teneur en eau (jusqu'à une humidité de l'ordre de  $0,15 \text{ g.g}^{-1}$ , soit un potentiel proche du point de flétrissement), le sol se rétracte de façon quasi-linéaire, parallèlement à la droite de saturation. Le sol apparaît ainsi extrêmement déformable (les coefficients de retrait volumiques sont de l'ordre de 0,24 (Tableau II.8)) et son volume diminue au fur et à mesure de la perte d'eau, par l'apparition de fissures et fentes de retrait dont l'abondance a pu être quantifiée en surface en fin de saison sèche (Figure II.13). Pendant toute la phase de dessiccation, le volume poral, non compris la fissuration qui se développe progressivement, reste donc à saturation et l'entrée d'air dans ce volume poral reste très faible.

La rétention en eau du sol se fait essentiellement dans une microporosité, comme l'indique la comparaison de l'eau utile microporale (EUmicro) et de l'eau utile macroporale (Eumacro) dans le Tableau II.8, qui montre que EUmicro est de l'ordre de 5 fois plus importante que Eumacro. On comprend dès lors que les courbes de rétention ne présentent qu'une faible variation en fonction du potentiel en eau, car si l'eau est essentiellement retenue dans des

pores de petite taille, les variations de potentiel affectent peu sa rétention. Par contre, la courbe de retrait de l'horizon de surface du profil P2 ne permet pas de comprendre l'allure spécifique de sa courbe de rétention, caractérisée par une baisse plus marquée de la teneur en eau aux potentiels élevés.

Les conductivités hydrauliques (Figure II.12) des différents horizons apparaissent faibles dès les potentiels proches de la saturation (de l'ordre de  $2.10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$  ou  $0,072 \text{ mm.h}^{-1}$ ) et baissent encore progressivement avec le potentiel matriciel. Les transferts de l'eau contenue essentiellement dans la microporosité se font donc de façon très lente dans la matrice du sol, dès lors que les fissures sont fermées ou que l'eau n'est pas contenue dans les fissures qui peuvent apparaître au fur et à mesure de la dessiccation. Les protocoles mis en œuvre évaluent l'évolution de la conductivité hydraulique d'un sol initialement saturé avec des fentes fermées, que l'on met en dessiccation : c'est ce qui se passe quand les sols des rizières ont été réhumectés de longue date et ne montrent plus de fissures ; dans ce cas, les résultats montrent clairement que les conductivités hydrauliques sont très faibles et que le sol est quasi-imperméable. Néanmoins, les protocoles mis en œuvre ne permettent pas de quantifier la vitesse des transferts, quand on part d'un état initial sec avec des fentes larges et profondes et qu'un apport d'eau par irrigation est réalisé. Dans ce cas, les vitesses de transfert de l'eau en profondeur sont très rapides avant la fermeture des fentes. Les vitesses de transfert correspondant à ce cas de figure ne sont pas quantifiées à travers les protocoles mis en œuvre et il faudra en tenir compte dans l'analyse de certains résultats ultérieurs, notamment dans le chapitre V.

### *III.1.3 Minéralogie des argiles et nature des sels*

Les types d'argiles identifiées sont la kaolinite, la smectite et l'illite. La kaolinite est l'argile dominante, ce qui explique les valeurs relativement faibles de la CEC en regard des teneurs en argile (tableaux II.2 et II.3). Cependant la proportion de la smectite n'est pas négligeable et augmente avec la profondeur.

Dans le profil P2, les DRX des argiles mettent en évidence la présence de kaolinite, de smectites, de quartz et de trace d'illite. L'illite est plus abondante en profondeur dans les échantillons prélevés sur le prisme.

Les DRX des cristaux de sel indiquent la présence de minéraux sulfatés de calcium et de

magnésium, notamment le gypse, l'hexahydrate dans tous les horizons et l'epsomite à 15 cm et 140 cm de profondeur. De plus la présence de Wattevilleite ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), de carbonate de sodium hydraté ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ), n'est pas à exclure.

La proportion de gypse et hexahydrate augmente avec la profondeur. Dans le profil P2, la proportion du gypse est plus importante que dans le profil P3.

Les mêmes types de minéraux sont observés sur les taches rouges et jaunes des échantillons prélevés au niveau du prisme sur l'ensemble des horizons. De plus, on note la présence de goethite (oxydes et hydroxydes de fer III) jusqu'à 140 cm de profondeur, et de cristobalite dans les horizons intermédiaires.

### ***III.2 Organisation des sols et positionnement dans la classification internationale***

Dans le tableau II.10 sont consignés les différents types d'horizons identifiés dans les profils P2 et P3 et leurs rattachements aux classifications internationales.

Il ressort des analyses morphologiques et des analyses physicochimiques que deux types de sols doivent être distingués sur le secteur d'étude : d'une part, des sols à caractères vertiques correspondant en particulier aux profils P1 et P3 ; d'autre part des sols salés à caractères vertiques, illustrés par les profils P2 et P5.

Selon le WRB (2006), deux groupes de sols sont concernés: il s'agit des *Vertisols* et des *Vertisols salic* ou des *Solonchaks vertic*. En réalité, le choix de l'appellation *Vertisols salés* ou *Solonchak vertique* est difficile à trancher, puisque les caractères aussi bien vertiques que salés sont dominants. En effet, le WRB s'intéresse au "diagnostic horizon" ce qui nous permet de mettre en évidence des horizons saliques, des horizons gypsiques, et éventuellement des horizons thioniques (présence éventuelle de matériel sulfureux en raison de l'acidité). Dans notre cas, les horizons saliques correspondent à des horizons de surface et les horizons gypsiques sont présents en profondeur.

Pour le Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008), les sols du secteur d'étude appartiennent aux groupes des Salisols et des Vertisols avec des horizons saliques (Sa), des horizons vertiques (Av, Ap, Sv, V), des horizons d'abondance en gypse (Y), des horizons d'oxydoréduction (Goy) et IICGr. La présence de Sulfatosol ou Thiosols n'est pas exclue en

raison de traits caractéristiques telles les couleurs, les réactions au peroxyde d'hydrogène et le pH acide. En effet, pour Coulombe, et al. (1996) l'intensification de la phase humectation et sécheresse dans les vertisols peut induire la formation d'un horizon sulfurique en présence de minéraux de sulfates et sulfures, dans des conditions de pH faibles. Le test au peroxyde d'hydrogène de (30% de H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) a été préconisé par Dent (1984) et Fitzpatrick et al. (2008) pour mettre en évidence des sols sulfatés acides.

Ainsi le profil P2 correspond à un solonchak vertique (Salisols vertiques) et le profil P3 à un vertisol. Le transect B regroupe les solonchaks vertiques et le transect C peut être considéré comme un regroupement de vertisols. La succession des horizons témoigne de l'origine alluviale des sols et de l'impact de l'aménagement sur la formation des différents profils, confirmé par la succession des horizons des profils P1 et P6. En raison de la dominance du magnésium sur le calcium ( $Ca^{+}/Mg < 2$ ) dans les horizons, ces sols peuvent être considérés comme des vertisols magnésiens. De plus, dans le profil P2, le faciès sulfato-magnésien est très fortement marqué.

Tableau II.10 : Dénomination des différents horizons des profils P2 et P3 et comparaison au Référentiel Pédologique RP (Baize et Girard, 2008) et à la classification WRB (FAO, 2006).

Profil	Prof. (cm)	Hrz RP,2008	Hrz WRB, 2006	Critères diagnostiques		Valeurs mesurées/observées
				Baize et Girard, 2008	WRB 2006	
2	0-30	LAV	Vertic horizon	Horizon vertique de surface, contenant plus de 40% d'argile	D'une épaisseur supérieure ou égale à 25 cm, cet horizon dont la teneur en argile est supérieur ou égale à 30%, présence de fissures de 1cm ou plus et de slickensides	CE1/5 = 2,31 ; 75% argile, présence de fissures
	30-50	SV	Vertic horizon	Horizon structural à caractère vertique contenant plus de 40% d'argile	D'une épaisseur supérieure ou égale à 25 cm, cet horizon dont la teneur en argile est supérieur ou égale à 30%, présence de fissures de 1cm ou plus et de slickensides Coefficient de retrait volumique (CRV) supérieur à 0,16 ou à 0,23	CE1/5 = 3,08 ; 80% d'argile CRV = 0,24
	50-78	VSa	Vertic horizon/salic horizon	Horizon vertique et salique contenant plus de 40% d'argile, présence de sel plus soluble que le gypse	D'une épaisseur supérieure ou égale à 25 cm, cet horizon dont la teneur en argile est supérieur ou égale à 30%, présence de fissures de 1cm ou plus et de slickensides Horizon contenant des sels plus solubles que le gypse, la CE pate saturée > ou égale à 15dSm-1 ou 8 dSm-1 si le pH eau à l'extrait saturé est de 8,5	CE1/5 = 4,27 ; 84% d'argile, présence de slickensides
	78-95	SaSg1	salic horizon	Horizon structural, salique et redoxique	Horizon contenant des sels plus solubles que le gypse, la CE pate saturée > ou égale à 15dSm-1 ou 8 dSm-1 si le pH eau à l'extrait saturé est de 8,5 ou plus. L'épaisseur de l'horizon peut dépasser 15 cm	CE1/5 = 5,09 74% d'argile, cristaux de sels ; taches d'oxydoréduction
	95-110	SaSg2	salic horizon	Horizon structural, salique et redoxique	Horizon contenant des sels plus solubles que le gypse, la CE pate saturée > ou égale à 15dSm-1 ou 8 dSm-1 si le pH eau à l'extrait saturé est de 8,5 ou plus. L'épaisseur de l'horizon peut dépasser 15 cm	CE1/5 = 5,04 ; 77% d'argile, taches d'oxydoréduction
3	0-40	LAVg	Vertic horizon	Horizon vertique contenant plus de 40% de surfaces redoxiques	D'une épaisseur supérieure ou égale à 25 cm, cet horizon dont la teneur en argile est supérieur ou égale à 30%, présence de fissures de 1cm ou plus et de slickensides	CE1/5 = 0,10 ; 60% d'argile ; présence de fissuration
	40-80	SVg	Vertic horizon	Horizon structural contenant plus de caractère vertique plus de 40% et redoxique	D'une épaisseur supérieure ou égale à 25 cm, cet horizon dont la teneur en argile est supérieur ou égale à 30%, présence de fissures de 1cm ou plus et de slickensides	CE1/5 = 0,13 ; 52% d'argile ; présence de slickensides
	80-105	IIS		Horizon structural		CE1/5 = 0,05 ; 8,5% d'argile
	105-150	IIIS		Horizon structural		CE1/5 = 0,25 ; 72% d'argile

### ***III.3 Relation entre l'organisation des sols et les propriétés hydrodynamiques***

Les masses volumiques sèches sont proches des valeurs obtenues par Kovda et al. (1996) soit 1,27 à 1,42 g.cm<sup>-3</sup>. Les faibles densités apparentes sont associées aux forts potentiels de retrait (Kovda et al., 1996), et au phénomène de gonflement-retrait induit par les argiles gonflantes telles que les smectites observées dans les sols de Kollo. Les propriétés élevées de rétention en eau de ces sols s'expliquent par les teneurs en argile très élevée et par la présence de minéraux phyllosilicatés tels que la kaolinite et la smectites (Tessier, 1984). Hirekurubar et al. (1991) ont signalé la forte capacité d'adsorption d'eau des Vertisols.

Cependant, le fait de ne pas pouvoir atteindre la saturation lors de l'humectation des échantillons s'explique clairement par la teneur en argile et le type d'argile. En effet, la limite de liquidité augmente avec la teneur en argile. A une teneur d'argile donnée, la limite de liquidité diminue dans l'ordre smectite > illite > kaolinite (Coulombe et al., 1996).

On peut donc penser que l'humectation des échantillons n'a pas permis d'atteindre la saturation. L'hypothèse avancée est que les minéraux argileux se gonflant au contact de l'eau, la porosité est très fortement réduite et l'eau ne peut plus pénétrer aisément. Il aurait fallu un temps d'humectation beaucoup plus long pour amener les échantillons à saturation.

Braudeau et al. (2001) distinguent quatre types d'eau: l'eau gravitaire Wip, l'eau structurale Wst, l'eau basique Wbs et l'eau résiduelle Wre. Les échantillons ne présentent pas d'eau gravitaire ou de gonflement (Wip). Il existe très peu d'eau structurale (Wst). Il semble que la perte d'eau se déroule directement dans la microporosité. Le retrait semble se matérialiser à partir du point M zone où on rencontre l'eau basique (Wbs) eau utile dans la microporosité gonflante.

Les valeurs très proches de WN et WL lors de la modélisation des courbes traduisent que le stock d'eau dans les échantillons sont composés d'une eau résiduelle, basique et très peu d'eau structurale. La perte d'eau n'entraînant pas d'entrée d'air dans la macroporosité, les courbes de retrait sont presque parallèles aux droites de saturation, ce qui est bien caractéristique des argiles (Braudeau et al., 1999).

Les valeurs estimées de la conductivité hydraulique à saturation sont proches des valeurs obtenues dans les vertisols. Ritchie et al. (1972) ont montré que la conductivité hydraulique à

saturation de Vertisol mesurées au laboratoire est égale à  $3,47 \cdot 10^{-8} \text{m.s}^{-1}$ . La variation de la conductivité hydraulique observée dans les différents horizons serait due à la minéralogie des argiles, puisque la teneur en argile est pratiquement identique.

### ***III.4 Relation entre l'organisation des sols et les propriétés physico chimiques***

On rencontre fréquemment des horizons salés dans les vertisols. Les minéraux de sulfate de calcium et de magnésium (hexahydrate, gypse, epsomite) peuvent être hérités ou formés lors de l'altération des minéraux.

Les faibles valeurs de pH mesurées sur les deux profils, et en particulier sur le profil P2, peuvent être associées à la présence de minéraux sulfatés. En effet, pour Coulombe et al. (1996), l'intensification de la phase humectation suivie de sécheresse dans les vertisols peut induire la formation d'un horizon sulfurique en présence de minéraux de sulfates et de sulfures dans des conditions de pH faible. L'acidité des vertisols peut être due au matériel parental, à la dissolution des carbonates par le lessivage en climat très humide, au lessivage continu, ou aux conditions d'oxydoréduction.

Les oxy-hydroxyde de fer III (Goethite) observés dans les DRX peuvent être source de fer et interagir avec les sulfates pour donner des minéraux sulfureux qui, par oxydation, vont donner de l'acide sulfurique qui augmenterait l'acidité du milieu.

En général, la forte teneur en matière organique est en lien avec la couleur noire de l'horizon de profondeur du profil P3. Cette teneur de matière organique correspondrait à un stock d'origine sédimentaire. L'horizon se trouvant juste en dessous d'une terrasse graveleuse témoigne d'un dépôt suite à une séquence hydrologique du fleuve.

### ***III.5 Relation entre l'organisation des sols et leur minéralogie***

La présence de kaolinite, smectite et illite avait déjà été rapportée par Guéro (2000) pour le site de Kollo.

L'abondance des smectites en profondeur et de kaolinite en surface, déjà soulignée par Guéro (2000), laisse supposer une séquence kaolinite-smectite, c'est-à-dire que la kaolinite surmonte la smectite.

La présence de séquence kaolinite-smectite a déjà été observée par Barbiéro et al. (2005) dans

la vallée du fleuve Sénégal. Cette séquence est souvent observée dans les vertisols, car dans ces zones, les smectites s'altèrent in situ en kaolinite (Boulet, 1974). Plusieurs auteurs (Vingiani et al., 2004 ; Cuaros et Dudek, 2006) ont mis en évidence la néoformation de la kaolinite par l'intermédiaire d'interstratifiés smectite-kaolinite où les feuillets de smectites laissent la place aux feuillets de kaolinite. Pour ces auteurs, cette néoformation est en fait une désilification des smectites pour la plupart ferrifères. Leur destruction libère le fer qui cristallise en goethite ; d'où l'apparition des couleurs rouges. Ceci est confirmé par la présence de goethite dans les taches rouges des échantillons prélevés sur le prisme.

Néanmoins, Guéro (2000) rapporte que la kaolinite et la smectite des sols des terrasses du fleuve Niger sont des minéraux argileux détritiques arrachés au bassin versant, donc des minéraux hérités. La néoformation des argiles dans les zones sous climat contrastés en présence d'eau dans les zones endoréiques (Halitim, 1980 ; Ducloux et al., 1995) s'accompagne d'horizon massifs (Boenttinger et Soutard, 1995) à texture argileuse, ce qui n'est pas le cas le long du fleuve Niger.

En définitive, la smectite héritée peut être détruite localement par altération pour donner de la kaolinite en fonction des conditions climatiques et du cycle hydrique. Cette destruction peut être faite au moyen de l'acidolyse en milieu sec dont faisait cas Guéro (2000). Selon cet auteur, la xérololyse est responsable de la dissolution différentielle des minéraux argileux des sols alluviaux au Niger.

Du point de vue géochimique, les travaux antérieurs de Guéro (2000) mettaient en évidence la présence de sel à base de sulfate de magnésium et de sodium (Konyaite- $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ , Hexahydrate- $\text{MgSO}_4 \cdot 6(\text{H}_2\text{O})$ , epsomite- $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  et bloedite- $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ ) et du sulfate de calcium (gypse- $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Les DRX des cristaux de sels ne nous ont pas permis de mettre en évidence la présence de Konyaite et bloedite. Par contre en plus de l'hexahydrate, epsomite et du gypse, les DRX montrent la possible existence de Watevilleite ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), et de carbonate de sodium hydraté ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ).

Le gypse et l'hexahydrate restent les minéraux dominants et leur proportion augmente avec la profondeur, ce qui confirme le profil descendant de la salinité. La présence de ces minéraux de sulfate de magnésium et de calcium explique bien la domination nette du magnésium et calcium au niveau de la CEC.

En fait dans cette zone endoréique, toutes les combinaisons sont possibles en fonction des conditions géochimiques du milieu. Ces minéraux se trouvent souvent associés et la dissolution de l'un engendre la précipitation de l'autre, et provoque localement la formation d'un minéral bien donné. C'est le cas pour l'hexahydrate et l'epsomite qui résulte de changement de phase (Whittig et al., 1982). Le même phénomène pourrait se produire entre la Konyaite- $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  et la bloedite- $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$  mais aussi entre la Watevilleite ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), et le carbonate de sodium hydraté ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$ ).

#### **IV. Conclusion**

L'étude des sols de Kollo a permis de mettre en évidence le caractère vertique et salé de ces sols. Les argiles dominantes sont la kaolinite en surface et la smectique en profondeur. Le pH des sols demeure acide et peu variable. Les minéraux de sulfate de magnésium (hexahydrate, l'epsomite) de calcium (le gypse) et de sodium (Konyaite) restent les minéraux majeurs responsables de la salinité des sols, qui d'ailleurs est plus marquée dans les zones proches de la digue du fleuve.

## **Chapitre III**

### **Cartographie de la salinité des sols du périmètre irrigué et stabilité temporelle des structures spatiales**

#### **Introduction**

Au Niger, l'introduction et le développement des systèmes irrigués ont permis la mise en valeur des terres arables dans la vallée du fleuve. L'irrigation a contribué à l'augmentation des rendements et à atténuer les effets de la crise alimentaire. Cependant cette irrigation s'accompagne souvent d'une dégradation des sols liés à la salinisation. La salinité est un processus qui limite la production agricole dans les périmètres irrigués par la baisse de la fertilité des sols qu'elle induit. La maîtrise de ce phénomène passe nécessairement par la connaissance de son extension spatiale sur les périmètres et par une évaluation de son évolution au cours du temps.

La cartographie de la salinité à partir d'échantillons de sol prélevés à plusieurs profondeurs est une opération coûteuse et difficile, particulièrement dans la perspective d'un suivi temporel. De plus, les nombreuses études géostatistiques de données de salinité des sols (Hajrasuliha *et al.*, 1980 ; Hosseini *et al.*, 1994 ; Odeh *et al.*, 1998 ; Walter *et al.*, 2001 ; Douaoui *et al.*, 2006) ont montré que les estimations spatiales étaient de précision limitée, quand elles sont obtenues à partir de seules mesures ponctuelles de conductivité électrique. Les raisons sont liées aux variations à courte distance de la salinité des sols, ainsi qu'à la présence de processus non stationnaires susceptibles d'affecter la précision des méthodes géostatistiques.

L'introduction d'une information auxiliaire, corrélée à la salinité des sols et pouvant être acquise avec une résolution spatiale plus forte, est susceptible d'améliorer la cartographie de cette propriété. De nombreuses études ont montré que le traitement d'images de télédétection, particulièrement dans le domaine du visible, fournissait une information fortement corrélée à la salinité de surface des sols (Mougenot, 1993 ; Rahman *et al.*, 1994 ; Khan *et al.*, 2001 ; Metternicht and Zinck, 1997 ; Metternicht and Zinck, 2003). De plus, plusieurs auteurs ont montré l'avantage de combiner les informations de la télédétection avec des mesures acquises aux sols (Bishop and McBratney, 2001 ; Carré and Girard, 2002 ; Douaoui *et al.*, 2006). Néanmoins, malgré tous les avantages apportés par la télédétection pour cartographier la salinité sur de grandes étendues et pour répéter dans le temps les observations, l'information apportée est insuffisante pour cartographier le profil de salinité, et en particulier détecter des situations de salinité en profondeur non associée à une salinité de surface.

Le recours à des méthodes géophysiques de surface, qualifiées souvent de télédétection rapprochée (« proximal remote sensing » ou « proximal soil sensing ») (Fouad *et al.*, 2007 ; Viscarra-Rossel *et al.*, 2010), a été testé dès les années 1980 pour mieux appréhender les variations verticales de la salinité et accroître la résolution spatiale. L'ensemble des méthodes géophysiques mises en œuvre repose sur la détection des variations de conductivité électrique induites par la salinité dans les sols et sont principalement fondées sur l'injection d'un courant électrique ou sur l'application d'un champ électromagnétique (Rhoades *et al.*, 1999 ; Allred *et al.*, 2008). Ces méthodes permettent une acquisition rapide et exhaustive d'informations sur la salinité des sols, de façon non intrusive dans un volume de sol important. Il est en effet souhaitable de pouvoir réaliser une investigation non destructive, car toute excavation modifie le milieu, sa structure à l'emplacement du sondage, et son fonctionnement hydrique sur un volume qui peut être beaucoup plus important. Les méthodes électriques à courant continu ou électromagnétiques en domaine fréquentiel de subsurface permettent d'évaluer la variabilité globale de la salinité des sols au travers de leur résistivité électrique apparente (ou de son inverse la conductivité électrique apparente), sans perturber le milieu.

En Afrique de l'Ouest, plusieurs études (Montoroi., 1996 ; Barbiéro *et al.* 2005) ont valorisé ces approches en vue d'estimer la variabilité spatiale de la salinité des sols. Au Niger, Guéro (2000) a utilisé la méthode électromagnétique *EM 38* pour cartographier la salinité des sols de Kollo, cette méthode étant la plus simple à mettre en œuvre et la plus utilisée en routine.

Néanmoins, malgré tous leurs avantages, ces méthodes présentent également des difficultés potentielles d'application, principalement liées au fait qu'elles ne sont pas uniquement sensibles aux variations de salinité. Ces difficultés peuvent être particulièrement marquées dans le cas d'un périmètre irrigué en présence de sols vertiques : les différences d'humidité des sols d'une parcelle à l'autre, par exemple selon qu'elle soit irriguée ou non, ainsi que l'existence de fissures au sein des sols, influencent le signal et se surimposent à l'effet des seules variations de salinité. La cartographie de la salinité est potentiellement moins précise dans ces conditions et l'analyse de son évolution au cours du temps plus difficile.

Dans ce chapitre, nous proposons une étude qui couple la méthode conventionnelle basée sur la mesure de la conductivité électrique de l'extrait dilué au 1/5 et une méthode géophysique électrique basée sur la mesure de la résistivité apparente à plusieurs écartements.

Ce chapitre a pour objectifs de :

- cartographier avec une forte résolution spatiale la salinité des sols de la zone d'étude en fonction de la profondeur, à partir d'une campagne de terrain menée en mai 2008, en couplant des mesures géophysiques non destructives avec des mesures de salinité sur profil ;
- étudier l'évolution saisonnière de la salinité des sols par un suivi bimensuel, entre avril 2009 et avril 2010, de sites sélectionnés à partir de la cartographie précédente ; analyser l'évolution de la structure spatiale de la salinité de la zone d'étude, après la crue centennale de 2010 du fleuve Niger qui a inondé le périmètre rizicole.
- 

## **I. Matériel et méthodes**

### ***1.1. Le secteur d'étude***

Le périmètre rizicole de Kollo, d'une superficie de 380 ha, est situé à 50 km à l'est de Niamey, Niger. Le climat est du type soudano-sahélien avec des températures moyennes mensuelles variant de 40 ° C en avril à 25 ° C en décembre. Les précipitations moyennes annuelles sont de 700 mm, principalement concentrées au cours des quatre mois de juin à septembre. Le riz est cultivé dans des casiers rizicoles de 0,25 ha en double campagne, la première au cours de la saison humide (SH) de mai à octobre, la seconde au cours de la saison

sèche (SS) de novembre à avril. Un déficit hydrique important est observé tout au long de l'année. La demande en eau pour le riz est estimée à 990 mm en saison humide et 1707 mm en saison sèche (Mossi, 2005). Au cours de ces deux saisons, l'irrigation par submersion est appliquée. L'eau est pompée du fleuve Niger et est distribuée via les canaux d'irrigation par gravité jusqu'aux parcelles de riz.

Les parcelles étudiées occupent une superficie de près de 8,5 ha. La végétation du site est essentiellement composée d'*Eucalyptus camaldulensis*, de *Tamarix senegalensis* et de *Prosopis juliflora*, bordant les casiers rizicoles ou implantés sur les digues.

## ***1.2 Les prélèvements de sols et les mesures géophysiques***

### *1.2.1. Les données de la campagne de mai 2008*

La campagne 2008 s'est déroulée du 7 au 20 mai en fin de saison sèche, alors que les parcelles non irriguées étaient au maximum de leur dessiccation et que de nombreuses fissures étaient observées dans ces parcelles, avec une distance médiane interfissures de l'ordre de 40 cm (Cf. Chapitre II).

- Les prélèvements de sols

140 points de prélèvements ont été choisis au sein des 28 parcelles de la zone d'étude, selon un plan d'échantillonnage systématique à maille triangulaire, avec une distance de 25 m entre les sommets (Figure III.1.A). Ces points ont été positionnés avec un décamètre sur le terrain, en modifiant localement les positions si l'emplacement prévu était à moins de 1 m d'une diguette séparant deux parcelles ; les emplacements définitifs ont ensuite été géoréférencés avec un GPS Trimble Recon PC avec une précision horizontale de 2 à 4 m.

En chaque point, le prélèvement d'échantillons a été effectué à 3 profondeurs à l'aide d'une tarière manuelle de 7 cm de diamètre des tranches 0-10 cm, 30-40 cm et 60-70 cm. Un total de 291 prélèvements a été réalisé, inférieur au total théorique de 420 (140 x 3), en raison de l'impossibilité de prélever certaines profondeurs, le sol étant trop dur. Les échantillons prélevés à 0-10 cm représentent 49% du total, alors que ceux prélevés à 30-40cm et 60-70cm représentent respectivement 27% et 24%.

Sur les échantillons prélevés, les mesures ont porté sur la détermination de l'humidité pondérale et celle de la conductivité électrique 1/5. L'humidité pondérale a été estimée à partir de la mesure de la masse humide et de la masse sèche après passage à l'étude à 105°C. La conductivité électrique sur extrait 1/5 (EC 1/5) à 25 °C a été déterminée après séchage à l'air, broyage et tamisage de chaque échantillon, selon la norme définition de la norme NF X 02-107 : pour 20g de sol, on ajoute 100ml d'eau ultra pure et après agitation pendant 30mn à 180trs/mn, la conductivité électrique de l'extrait est mesurée à l'aide d'un conductivimètre.

- Les mesures géophysiques

L'acquisition des données a été faite à partir d'un Résistivimètre Syscal R+. Les mesures de résistivité apparente sont réalisées avec des électrodes en configuration Wenner (Cf. Figure II.2 et § II.2 du chapitre II) avec des écartements inter-électrodes de 0,5 m et 1,5 m. Ces deux écartements ont été choisis pour estimer la résistivité apparente du sol en surface et en profondeur. Ces mesures sont réalisées en injectant un courant électrique I dans le sol grâce à deux électrodes de courant (A et B) et en mesurant la différence de potentiel  $\Delta V$  induite entre deux électrodes de potentiel (M et N). Les points sont disposés en quinconce pour une meilleure représentativité.

846 mesures de résistivité apparente ont été réalisées selon un plan d'échantillonnage systématique, à maille triangulaire et avec une distance élémentaire de 12,5 m : les emplacements ont été ajustés pour éviter la proximité de diguettes et géoréférencées avec un GPS Trimble Recon PC (Figure III.1.B). 140 emplacements de mesure de la résistivité apparente coïncident exactement avec les emplacements des prélèvements de sol pour la mesure de la EC 1/5.

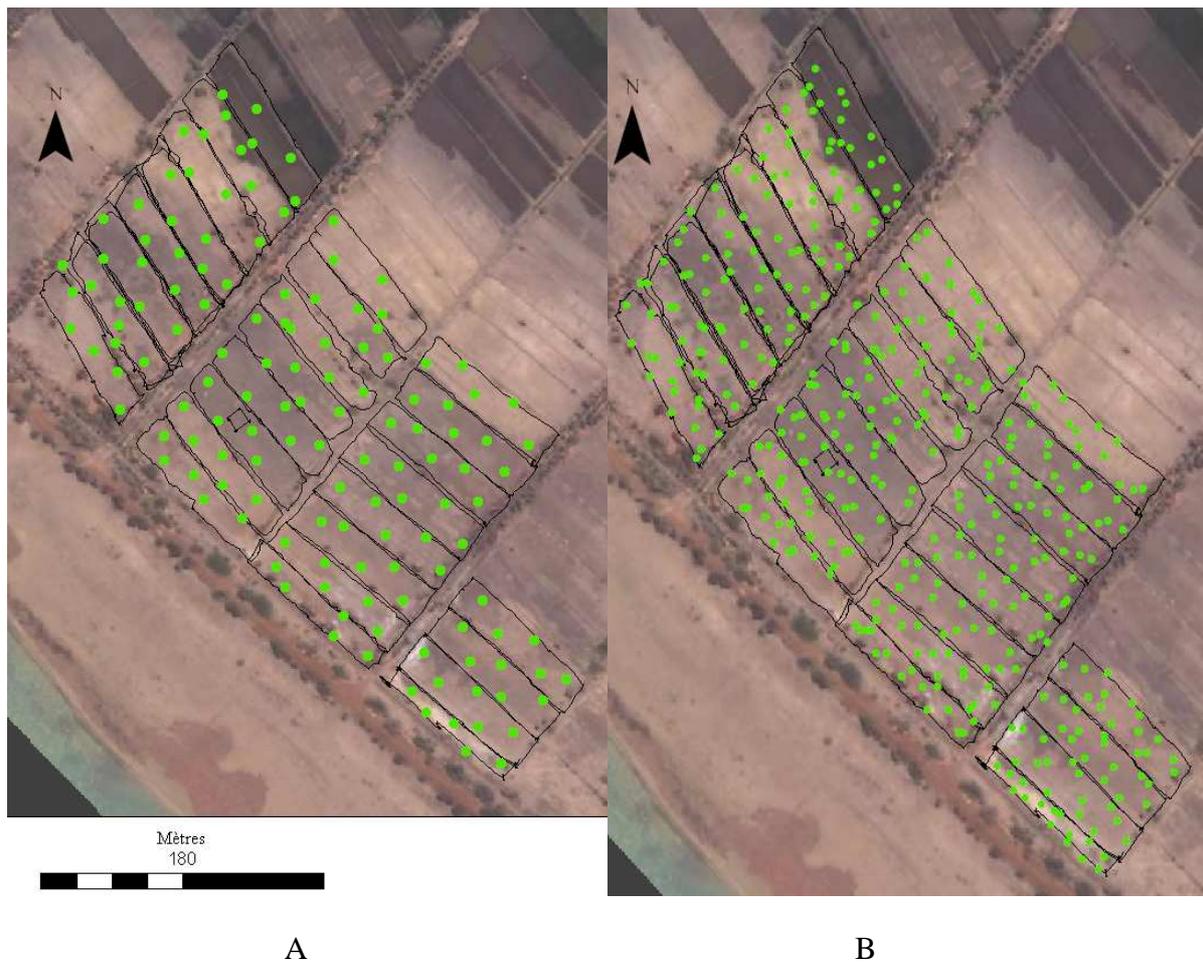


Figure III.1 : Plans d'échantillonnage des 140 points de sondages à la carrière (A) et des 846 mesures géophysiques (B) de la campagne de cartographie de la salinité de mai 2008. Les emplacements coïncident entre les 2 plans pour les 140 points de sondages.

### I.2.2. Le suivi mensuel de la salinité des sols d'avril 2009 à avril 2010

36 points de prélèvements de la campagne 2008 ont fait l'objet d'un suivi mensuel pour analyser la dynamique saisonnière de la salinité. Ces 36 points ont été choisis à partir d'une typologie de situations, dérivée de l'analyse de données 2008 : une ACP suivie d'une classification hiérarchique ascendante, réalisée sous le package FactoMineR (Lê et al., 2008) et portant sur les données 2008 d'humidité pondérale, de conductivité électrique 1/5 et de résistivité apparente aux différentes profondeurs, a permis d'identifier 4 types principaux de situations qui seront décrits ultérieurement.

9 points ont été tirés au hasard parmi les points disponibles pour chaque type (soit 36 points au total) et ont fait l'objet d'un suivi mensuel sur 13 mois d'avril 2009 à avril 2010. A chaque date et en chaque point, des prélèvements à la tarière ont été effectués à trois profondeurs (0-20 cm, 20-40 cm et 40-60 cm) et des déterminations d'humidité pondérale, de conductivité électrique sur extrait 1/5, de mesure du résidu sec selon la norme ISO 1994F, ont été réalisées selon les méthodes décrites précédemment (Cf. §I.2.1).

### *1.2.3 Les données de la campagne de mars 2011 après la crue centennale du Niger*

La crue centennale d'août à septembre 2010

Le fleuve Niger a connu entre juin et septembre 2010 une crue exceptionnelle de récurrence centennale pour les écoulements enregistrés de juin à septembre à la station hydrologique de Niamey, à 40 km en amont du site d'étude (Sighomnou et al., 2010) : lors de deux pointes de crues, les 6/08 et le 7/09, le débit du fleuve a atteint respectivement  $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  et  $2120 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , à comparer aux débits moyens à ces dates de 700 et  $1100 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Ces crues ont provoqué des inondations très importantes au sein de la ville de Niamey, mais également dans toute la vallée du fleuve en aval de la capitale. Le fleuve a ainsi débordé la digue d'une hauteur de 10 m qui le séparait du périmètre rizicole de Kollo et celui-ci s'est retrouvé submergé. On sait ainsi que le secteur ayant fait l'objet de la cartographie de la salinité en mai 2008 était complètement recouvert d'eau pendant plusieurs semaines entre août et septembre 2010. L'occurrence de cet événement exceptionnel, susceptible d'avoir fortement modifié la salinité, a suscité une nouvelle campagne de cartographie, qui a pu être réalisée du 15 au 30 mars 2010, en fin de saison sèche.

- Les mesures sur sondages

36 points de la campagne 2008, répartis sur 12 parcelles, ont fait l'objet de nouveaux prélèvements de sol en mars 2011. Ces 36 points ont été retenus, car ils correspondent aux points sélectionnés pour réaliser un suivi mensuel de la salinité. Trois profondeurs de prélèvement ont été choisies : 0-20 cm, 20-40 cm, 40-60 cm. Les mêmes déterminations d'humidité pondérale et de conductivité électrique sur extrait 1/5 ont été réalisées qu'en 2008.

- Les mesures géophysiques

Pour la campagne de mars 2011, les 846 emplacements de la campagne 2008 ont été retrouvés grâce à leur position GPS et ont à nouveau fait l'objet de mesures de résistivité apparente avec un dispositif Wenner. Deux écartements inter-électrodes  $a = 0,3$  m et  $a = 3$  m ont été ajoutés aux écartements  $a = 0,5$  m et  $a = 1,5$  m retenus en 2008. Ces deux écartements ont été choisis pour mieux intégrer la surface et la profondeur du sol. Notons que les mesures géophysiques n'ont pas pu être réalisées aux emplacements où une lame d'eau était présente en surface.

### ***1.3 Cartographie de la salinité par arbre de régression et krigeage***

#### *1.3.1 La méthodologie mise en œuvre*

Considérons les observations de conductivité électrique sur extrait 1/5 notées  $ec(s_1, h_1)$ ,  $ec(s_1, h_2)$ ,  $ec(s_1, h_3)$ ,  $ec(s_2, h_1)$ , ...,  $ec(s_i, h_j)$ , ...,  $ec(s_n, h_3)$  où  $s_i$  est un vecteur de position géographique avec  $n$  nombre d'observations disponibles et  $h_j$  la profondeur de sol considérée,  $j$  variant de 1 à 3 correspondant aux trois tranches de sol considérées (0-20, 20-40 et 40-60 cm).

Considérons également les observations de résistivité apparentes notées  $\rho(s_1, a_1)$ ,  $\rho(s_1, a_2)$ , ...,  $\rho(s_i, a_j)$ , ...,  $\rho(s_m, a_k)$ , où  $s_i$  est un vecteur de position géographique avec  $m$  nombre d'observations dont  $n$  coïncident avec les observations de conductivité électrique, et  $a_j$  correspond à l'écartement des électrodes et  $k$  le nombre d'écartements disponible.

L'objectif de la cartographie est d'estimer la conductivité électrique sur extrait 1/5 en tout point non reconnu du secteur d'étude, de coordonnées  $s_0$ , et pour une profondeur  $h_j$  donnée : notons cette estimation  $ec^*(s_0, h_j)$ . L'estimation de  $ec^*(s_0, h_j)$  pourrait se faire en utilisant uniquement les  $n$  mesures directes de  $ec(s_i, h_j)$ , mais il apparaît plus intéressant de mettre à profit les corrélations pouvant exister entre les mesures de conductivité électrique  $ec(s_i, h_j)$  et les mesures de résistivité apparente  $\rho(s_i, a_j)$ . De la sorte, on peut valoriser les  $m$  mesures de résistivité apparente dont on dispose, avec  $m \gg n$ .

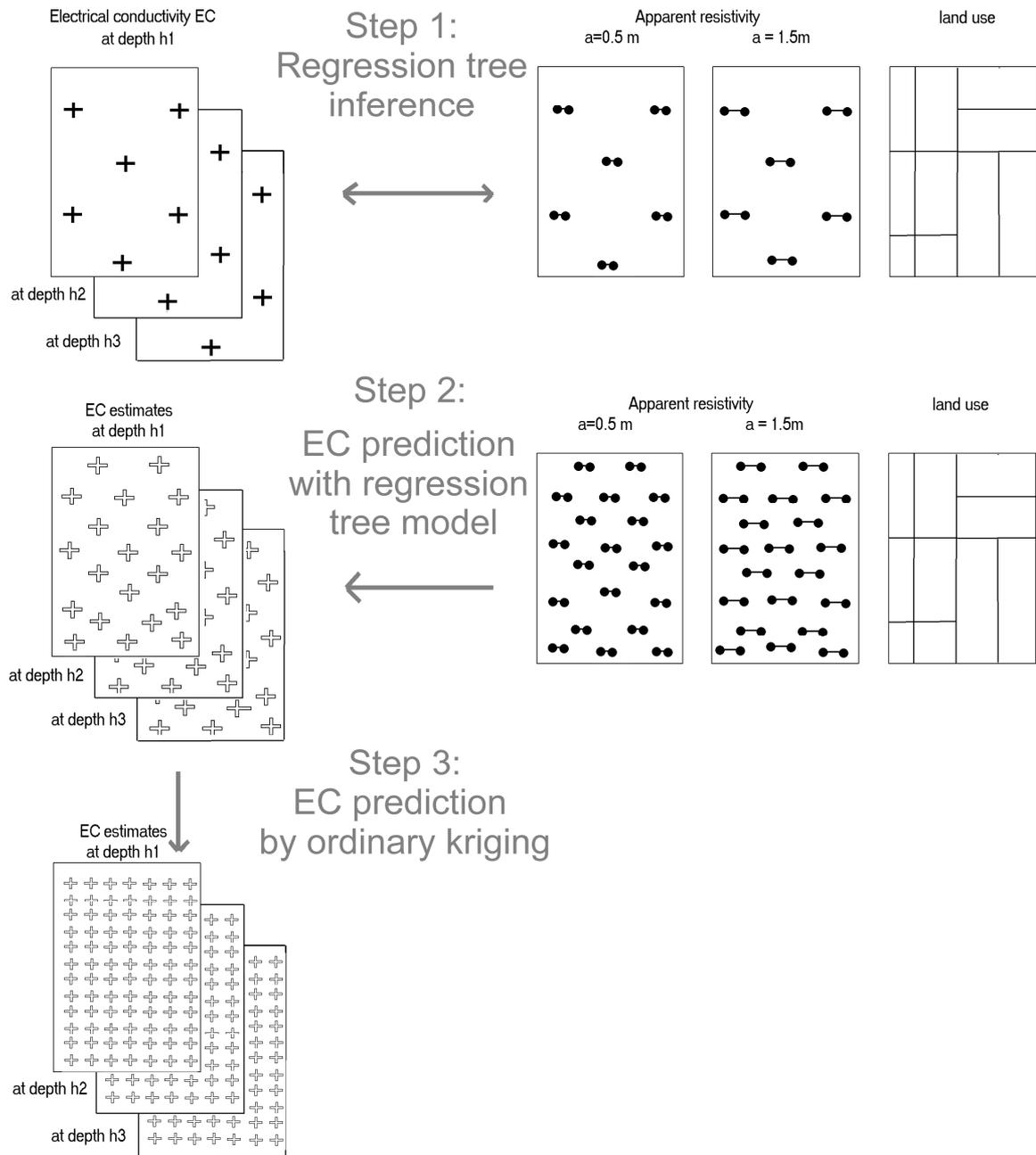


Figure III.2 : Schématisation de la démarche de cartographie de la salinité des sols du périmètre d'étude à différentes profondeurs, décomposée en 3 étapes successives : 1) la construction du modèle d'inférence de la conductivité électrique EC par arbre de régression en tenant compte des mesures de résistivité apparente à deux écartements et de l'occupation du sol ; 2) la prédiction de EC pour tous les sites de mesure de la résistivité apparente ; 3) la prédiction de EC en tout point du domaine d'étude par krigeage ordinaire.

La figure III.2 schématise la démarche retenue, qui comporte trois étapes successives :

- Etape 1 : la construction d'un modèle de prédiction de la conductivité électrique 1/5

A partir du jeu des  $n$  observations pour lesquelles on dispose à la fois de mesures de conductivité électrique et de résistivité apparente, un modèle de prédiction de  $ec$  est construit pour chaque profondeur, par une méthode d'apprentissage par arbre de régression. La méthode, développée par Breiman et al. (1984), partage un échantillon de données de façon progressive à l'aide de règles binaires, en constituant des sous-ensembles plus homogènes. Par rapport à des modèles de prédiction linéaires ou additifs, les arbres de régression présentent en particulier l'avantage de permettre d'utiliser des variables explicatives aussi bien quantitatives que qualitatives et d'être moins sensibles à la présence de données manquantes. La méthode a été mise en œuvre en utilisant la fonction *tree* du logiciel *Splus 6.2* (Insightful, 2003). Les variables prédictives prises en compte sont les mesures de résistivité apparente  $\rho(s_i, a_j)$ , pour les deux écartements disponibles, le rapport des deux résistivités, ainsi qu'une variable qualitative décrivant le type de parcelle considéré (1 = non cultivée ; 2 = cultivée sans irrigation récente ; 3 = cultivée avec irrigation récente).

- Etape 2 : l'application du modèle de prédiction aux  $m$  points de mesure de la résistivité apparente

En chacun des  $m$  points pour lesquels on dispose de mesures de résistivité apparente, les modèles prédictifs issus de l'étape 1 sont appliqués pour estimer la valeur de  $ec^*$  aux trois niveaux de profondeur, en utilisant les mesures de résistivité apparente et la caractérisation de la parcelle du point, selon la typologie précédente. Cette estimation est notée  $ec^*_{RT}(s_i, h_j)$  pour l'estimation de  $ec$  par arbre de régression au point de coordonnées  $s_i$  et à la profondeur  $h_j$

- Etape 3 : le krigeage ordinaire sur l'ensemble du site d'étude des prédictions de conductivité électrique.

Un krigeage ordinaire est appliqué pour estimer  $ec^*$  en tout point d'un maillage systématique de 2m x 2m aux trois niveaux de profondeur. Ce krigeage ordinaire utilise comme données d'entrée les  $m$  prédictions  $ec^*_{RT}$  issues de l'étape 2. Le krigeage ordinaire est effectué en utilisant le module *Geostatistical Analyst* d'Arcgis 9.3.1. (Esri, 2009).

L'estimation  $ec^*(s_0, h_j)$  de la conductivité électrique en tout point  $s_0$  du domaine d'étude et pour la profondeur  $h_j$  peut donc s'écrire selon l'équation 1 :

$$ec^*(s_0, h_j) = \sum_{i=1}^p \lambda_i \quad ec^*_{RT}(s_i, h_j) \quad [1]$$

où  $\lambda_i$  est le poids de l'estimation par arbre de régression au point de coordonnées  $s_i$ ,  $i$  variant de 1 à  $p$  le nombre de voisins pris en compte dans le krigeage.

### *1.3.2 Validation des estimations*

La procédure de validation repose sur une démarche de validation croisée, où, tour à tour, chacun des  $n$  points pour lesquels on dispose d'une mesure de  $ec$ , est extrait du jeu de données et  $ec^*$  est estimé aux différentes profondeurs à partir des autres données disponibles. Les critères classiques d'erreur moyenne EM et d'erreur quadratique moyenne RSME sont déduits de la comparaison aux  $n$  points des valeurs mesurées et estimées.

## **II. Résultats**

### ***II.1 Les résultats de la campagne 2008***

#### *II.1.1 Statistiques descriptives*

Les statistiques descriptives des données acquises en mai 2008 sont regroupées dans le tableau III.I. Les valeurs de résistivité apparente suivent une distribution lognormale et restent faibles dans toute la gamme de variation de 10 à 90  $\Omega.m$ . Ces valeurs sont typiques des valeurs mesurées sur les sols très argileux (Allred et al., 2008). Les valeurs de résistivité avec l'écartement  $a = 0,5$  m sont plus faibles qu'avec  $a = 1,5$  m, et la variabilité des mesures est plus faible. L'humidité pondérale présente une large gamme de variation (de 5 à 40 %) pour une profondeur donnée, avec un accroissement de la valeur moyenne avec la profondeur. Celle-ci varie de 12% en surface à 25% en profondeur, avec un écart-type plus important en surface (10%) qu'en profondeur (7%).

Les conductivités électriques 1/5 présentent des valeurs moyennes qui augmentent avec la profondeur, en variant de 1,5  $dS.m^{-1}$  en surface à 2,3  $dS.m^{-1}$  en profondeur. Contrairement à l'humidité, la variabilité des mesures est plus forte en profondeur qu'en surface.

Tableau III.1 Statistiques descriptives des données de résistivité apparente  $\rho$  acquises en 2008 pour les deux écartements étudiés de 0,5 et 1,5 m (unités en ohm.m) et des données d'humidité pondérale ( $H_p$ ) et de conductivité électrique 1/5 (CE 1/5) à 3 trois profondeurs.

	Résis. $\rho$ a=0.5m	Résis $\rho$ a=1.5m	$\rho_{1.5/}$ $\rho_{0.5}$	$H_p$ 0-10cm	$H_p$ 30-40cm	$H_p$ 60-70 cm	CE1/5 0-10cm	CE1/5 30-40cm	CE1/5 60-70 cm
	$\Omega.m$	$\Omega.m$		%	%	%	dS/m	dS/m	dS/m
Min.	0.2	0.8	0.07	0.6	0.6	7.3	0.03	0.05	0.05
Quart. inf	2.9	4.8	1.0	5.0	18.8	20.4	0.3	0.4	1.0
Moyenne	9.4	14.3	2.2	12.9	22.5	25.3	1.5	1.6	2.3
Médiane	5.6	8.1	1.6	8.8	24.0	25.6	1.2	1.5	2.2
Quart. sup	11.8	18.1	2.2	19.3	27.9	29.5	2.3	2.3	3.6
Max.	72.7	87.5	23.4	43.5	37.4	47.9	6.6	4.6	5.4
Ecart-type	10.4	15	2.7	10.1	8.5	7.1	1.4	1.2	1.6
N	599	599	599	174	111	97	172	111	97

### II.1.2 Influence de l'humidité et de la conductivité électrique sur la résistivité apparente

L'influence de l'humidité et de la conductivité électrique sur le signal de résistivité apparente est analysée à travers la matrice de corrélation entre les variables (Tableau III.2) et la figure III.3.

Une forte corrélation existe entre les deux mesures de résistivité apparente pour  $a= 0.5m$  et  $a= 1.5m$  ( $R = 0.79$ ). Les résistivités apparentes présentent une corrélation négative avec les conductivités 1/5, les plus fortes corrélations étant observées en profondeur. La figure III.3 met en évidence cette corrélation négative, les valeurs les plus fortes de résistivité électrique correspondant aux plus faibles valeurs de conductivité électrique, en suivant une décroissance exponentielle. Cependant, sur cette figure, il est difficile de faire une comparaison directe entre les mesures de la conductivité électrique 1/5 et celles de la résistivité apparente. En effet, la conductivité électrique est mesurée à une profondeur donnée, alors que les mesures de résistivité apparente sont intégratives.

Les corrélations entre les humidités et les conductivités 1/5 sont faibles ou nulles, excepté à 30-40 cm où on note une corrélation significative ( $R = -0.44$ ) entre la résistivité pour  $a = 0,5$  m et l'humidité.

Il existe donc un effet prédominant de la conductivité électrique 1/5 sur la résistivité électrique avec un effet seuil.

Tableau III.2 Matrice de corrélation linéaire entre les variables étudiées (les chiffres rouges indiquent une corrélation significativement différente de 0 au seuil de 0,05).

	Résis a=0.5m	Résis a=1.5m	résis 1.5/resis	Hp 0-10cm	Hp 30-40	Hp 60-70	CE1/5 0-10	CE1/5 30-40	CE1/5 60-70
Résis. a=0.5m	1.00	0.79	0.09	-0.05	-0.44	-0.36	-0.45	-0.48	-0.58
Résis. a=1.5m	0.79	1.00	0.55	-0.01	-0.36	-0.27	-0.44	-0.49	-0.60
résis 1.5/resis 0.5	0.09	0.55	1.00	-0.14	-0.26	-0.22	-0.19	-0.28	-0.37
Hp 0-10cm	-0.05	-0.01	-0.14	1.00	0.43	0.51	-0.22	-0.16	-0.16
Hp 30-40cm	-0.44	-0.36	-0.26	0.43	1.00	0.49	0.24	0.16	0.32
Hp 60-70cm	-0.36	-0.27	-0.22	0.51	0.49	1.00	-0.01	0.04	0.15
CE1/5 0-10cm	-0.45	-0.44	-0.19	-0.22	0.24	-0.01	1.00	0.79	0.72
CE1/5 30-40cm	-0.48	-0.49	-0.28	-0.16	0.16	0.04	0.79	1.00	0.82
CE1/5 60-70cm	-0.58	-0.60	-0.37	-0.16	0.32	0.15	0.72	0.82	1.00

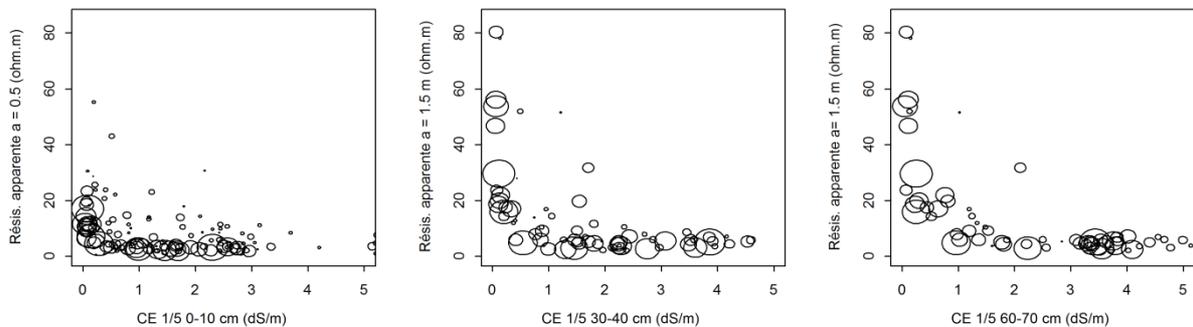


Figure III.3 : Représentations des résistivités apparentes mesurées pour les écartements  $a = 0.5$  et  $a = 1.5$  m en fonction des conductivités électriques 1/5 mesurées à 3 niveaux de profondeurs (0-10 cm, 30-40 cm et 60-70 cm). La taille des cercles est proportionnelle à l'humidité pondérale de l'horizon considéré et varie entre 0.01 et 0.47  $g \cdot g^{-1}$ .

### II.1.3 Cartographie par krigeage ordinaire de la résistivité apparente

La répartition spatiale des résistivités (Figure III.4) montre une structure spatiale analogue pour les deux résistivités, mais les résistivités sont plus fortes pour l'écartement  $a = 1,5$  m.

Les valeurs de résistivité sont plus fortes dans les parcelles non exploitées (entre 25 et 87 ohm.m), alors qu'elles sont plus faibles dans les parcelles cultivées et irriguées (entre 5  $\Omega$ .m et 10  $\Omega$ .m).

Il existe une variabilité intraparcellaire marquée, particulièrement dans les parcelles non exploitées, où on observe toute la gamme de valeurs de résistivité. De plus, on observe un gradient de résistivité décroissant en se rapprochant de la digue.

L'analyse des variogrammes moyens (Figure III.5) montre qu'ils sont clairement structurés pour les deux résistivités, avec une portée du même ordre (environ 95 m). L'effet de pépite est faible, mais sa valeur est un peu plus forte pour la résistivité  $a = 0,5$  m, traduisant une faible variabilité à courte distance et un effort d'échantillonnage suffisant pour bien restituer la structure spatiale. Le palier nettement plus faible pour la résistivité mesurée avec  $a = 0,5$  m confirme la variabilité plus faible de la résistivité de surface.

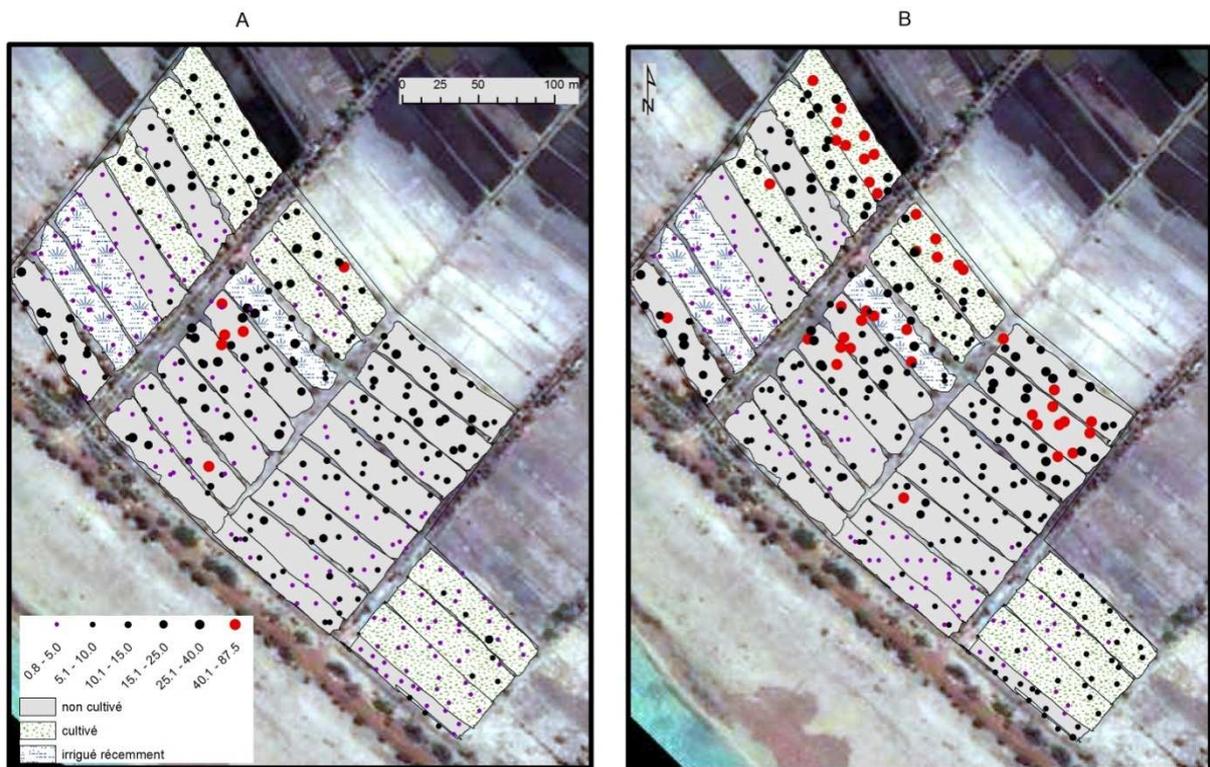


Figure III.4 : Représentation des valeurs de résistivité apparente (en  $\Omega$ .m) mesurées en mai 2008 en fonction de l'occupation des casiers rizicoles, pour l'écartement  $a = 0,5$  m (A) et pour l'écartement  $a = 1,5$  m (B).

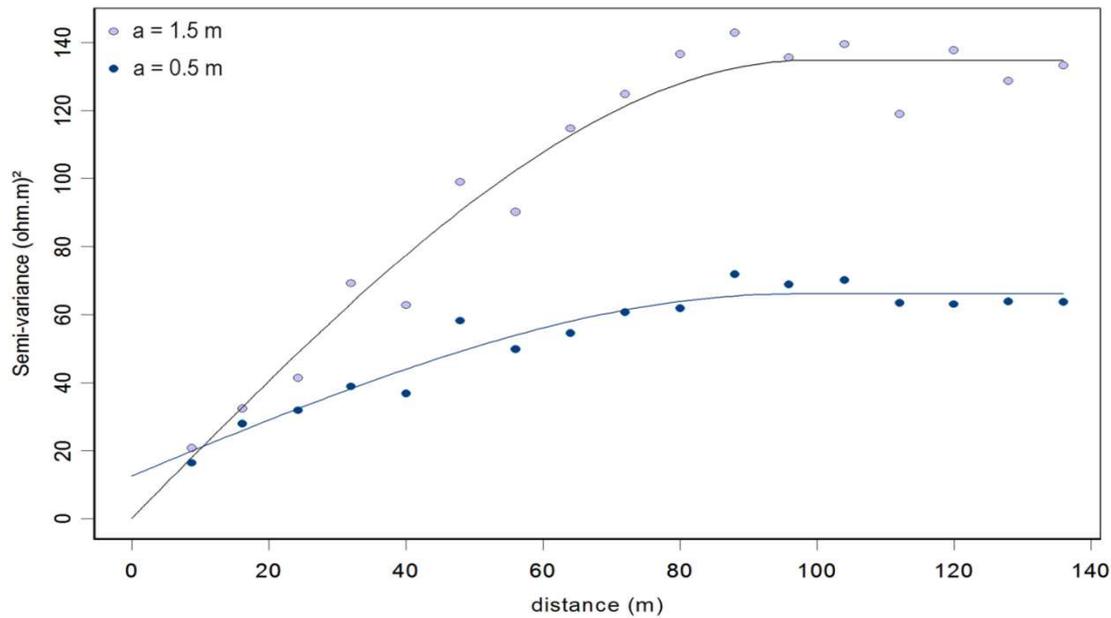


Figure III.5 : Variogrammes moyens de la résistivité apparente du périmètre de Kollo pour les deux écartements testés. Les variogrammes expérimentaux pour les écartements de 0,5 et 1,5 m ont été ajustés par des modèles sphériques dont les paramètres respectifs sont : pépite = 12,7 et 0,2 ( $\Omega.m$ )<sup>2</sup> ; portée : 96 et 98,7 m , palier : 53,4 et 134,6 ( $\Omega.m$ )<sup>2</sup>

Les cartes krigées des deux résistivités (Figure III.6) présentent les mêmes structures, avec des résistivités plus fortes en profondeur et pouvant atteindre des valeurs de 43  $\Omega.m$ . On observe des zones de transition vers des résistivités plus fortes en bordure nord-est de la zone d'étude. Deux autres îlots additionnels de résistivité plus forte apparaissent au centre de la zone et en limite nord-ouest de la digue. Les résistivités les plus faibles sont observées au sud et au sud-est de la digue.

Les zones les plus résistantes de la zone d'étude sont donc observées au nord-ouest, à proximité immédiate de la digue, et de façon plus générale vers l'intérieur du périmètre.

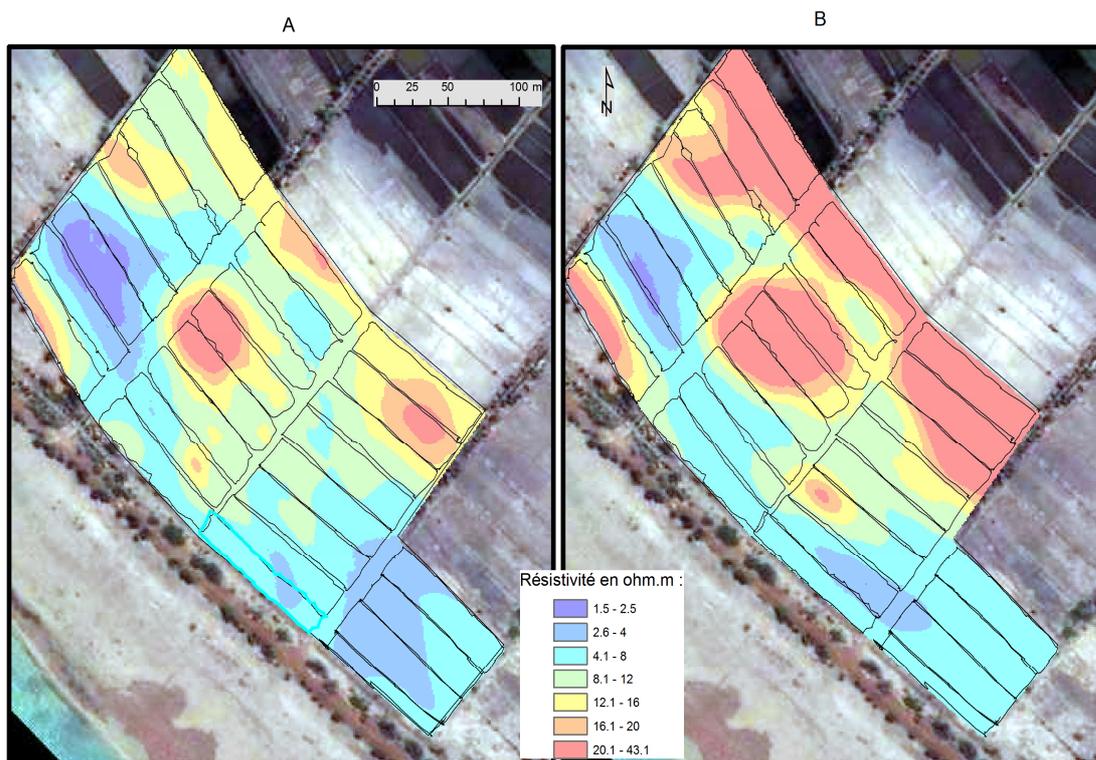


Figure III.6 - Cartographie par krigeage ordinaire de la résistivité électrique sur la zone d'étude en mai 2008 pour un écartement de  $a = 0,5$  m (A) et  $a = 1,5$  m (B).

#### II.1.4 La cartographie de la salinité

- L'analyse des mesures ponctuelles

Les mesures ponctuelles de EC 1/5 sont représentées aux différentes profondeurs dans la figure III.7. En raison du grand nombre de données manquantes (impossibilité fréquente de prélever), il est difficile de faire un lien entre les différentes profondeurs. Néanmoins, les plus fortes valeurs de conductivité électrique sont observées dans la zone sud-ouest aux alentours de la digue, et, dans cette zone, les valeurs de conductivité électrique diminuent de la digue vers l'intérieur du périmètre. Cette zone correspond aux parcelles non exploitées. Les valeurs de conductivité électrique augmentent en profondeur, avec une extension de la zone où les valeurs deviennent supérieures à  $3 \text{ dS.m}^{-1}$ .

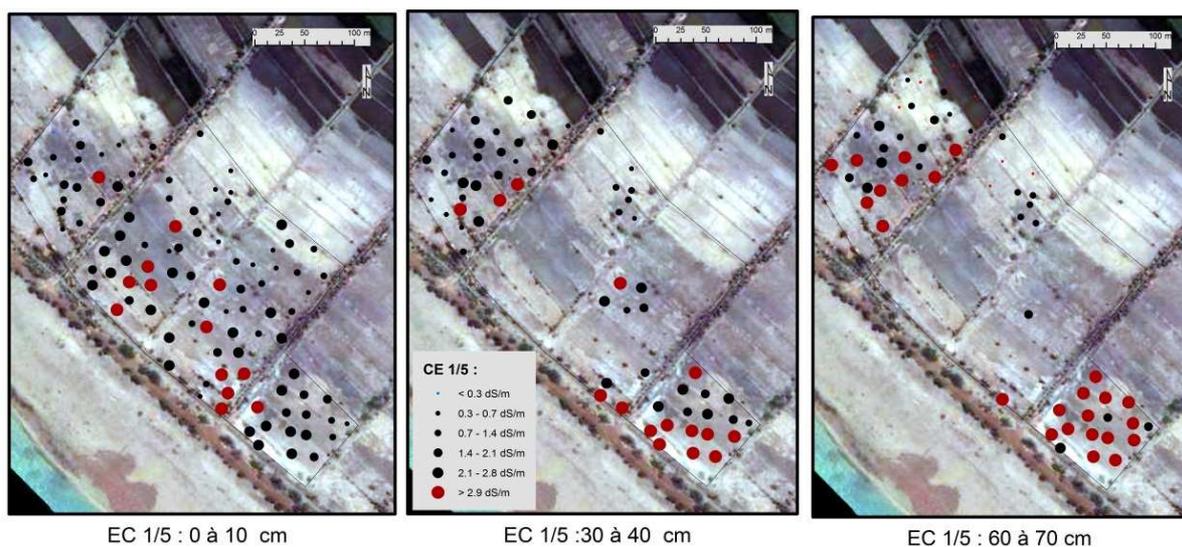


Figure III.7: Représentation des mesures ponctuelles de conductivité électrique (EC 1/5) à 3 niveaux de profondeur : 0-10 cm, 30-40 cm et 60-70 cm.

- La construction de modèles d'estimation de la conductivité électrique par arbres de régression

Un modèle d'inférence de la conductivité électrique a été construit aux trois niveaux de profondeur considérés, en utilisant une méthode par arbre de régression : les variables explicatives sont les deux mesures de résistivité apparente, le rapport entre ces résistivités, ainsi qu'une variable qualitative qui décrit l'occupation de la parcelle où se situe le point de mesure. L'humidité pondérale n'a pas été introduite comme variable explicative, car elle n'est pas disponible pour les sites où seules des mesures de résistivité apparente ont été faites. L'introduction de la variable qualitative d'occupation des sols, disponible sur tout le périmètre, permet de tenir compte des variations d'humidité en distinguant les parcelles selon leur historique de mise en culture et d'irrigation.

La figure III.8 regroupe les arbres de régression optimaux estimés pour les 3 niveaux de profondeur. Il apparaît clairement que la résistivité apparente pour un écartement de 1,5 m est la variable la plus discriminante aux trois niveaux de profondeur : elle permet de distinguer un domaine non salé d'un domaine salé. Puis, au sein de chacun de ces domaines, les autres variables explicatives permettent d'affiner la prédiction de la conductivité électrique.

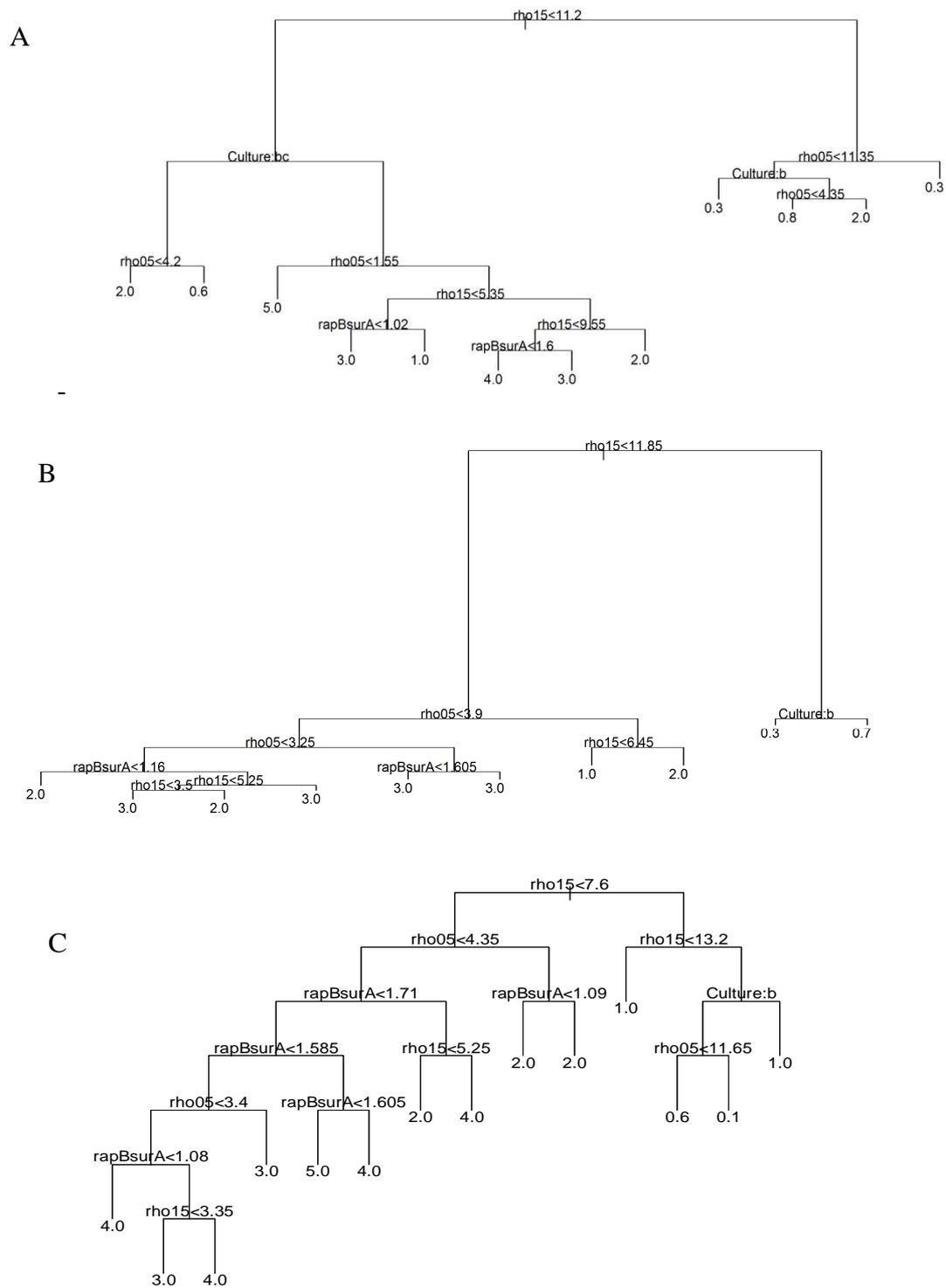


Figure III.8 : Les arbres de régression construits pour estimer la conductivité électrique à 0-10 cm (A), 30-40 cm (B) et 60-70 cm (C) de profondeur, à partir des résistivités électriques mesurées avec des écartements de 0,5 m ( $\rho_{05}$ ) et 1,5 m ( $\rho_{15}$ ), du rapport des résistivités ( $rap_{BsurA}$ ) et de la culture de la parcelle ( $a$  = non cultivée,  $b$  = cultivée :  $c$  = cultivée et irrigation récente).

La qualité des modèles de prédiction obtenus est analysée en calculant la matrice des corrélations linéaires entre les valeurs mesurées et les valeurs estimées (Tableau III.3). Les corrélations entre les EC mesurées et les EC estimées sont respectivement de 0,84, 0,79 et 0,78 pour les profondeurs 0-10 cm, 30-40 cm et 60-70 cm. Il apparaît ainsi que l'inférence par arbre de régression restitue bien les variations de la conductivité électrique sur la zone d'étude.

*Tableau III.3 - Matrice des corrélations linéaires entre les valeurs mesurées de conductivité électrique (EC0-10, EC30-40, EC60-70) et les valeurs estimées (EC0-10\*,EC30-40\*,EC60-70\*) par les arbres de régression.*

	EC0-10	EC30-40	EC60-70	EC0-10*	EC30-40*	EC60-70*
EC 0-10	1.00	0.79	0.72	0.84	0.75	0.65
EC 30-40	0.79	1.00	0.82	0.64	0.79	0.71
EC 60-70	0.72	0.82	1.00	0.68	0.77	0.78
EC 0-10*	0.84	0.64	0.68	1.00	0.72	0.66
EC 30-40*	0.75	0.79	0.77	0.72	1.00	0.72
EC 60-70*	0.65	0.71	0.78	0.66	0.72	1.00

- Cartographie par krigeage ordinaire des conductivités estimées

Les cartes krigées issues de l'analyse géostatistique des conductivités électriques 1/5 estimées aux 841 emplacements de mesures de la résistivité apparente, sont présentées dans la figure III.9. Les couleurs ont été choisies pour correspondre aux seuils d'interprétation habituels de la salinité de l'USDA, en adaptant la conversion, entre EC sur extrait aqueux 1/5 et EC sur pâte saturée, décrite par Slavish et Petterson (1993) pour des sols très argileux ( $f = 5,8$ ). Cela montre que sur le périmètre d'étude, le gradient de salinité est très important, depuis des sols non salés jusqu'à des sols considérés comme très salés.

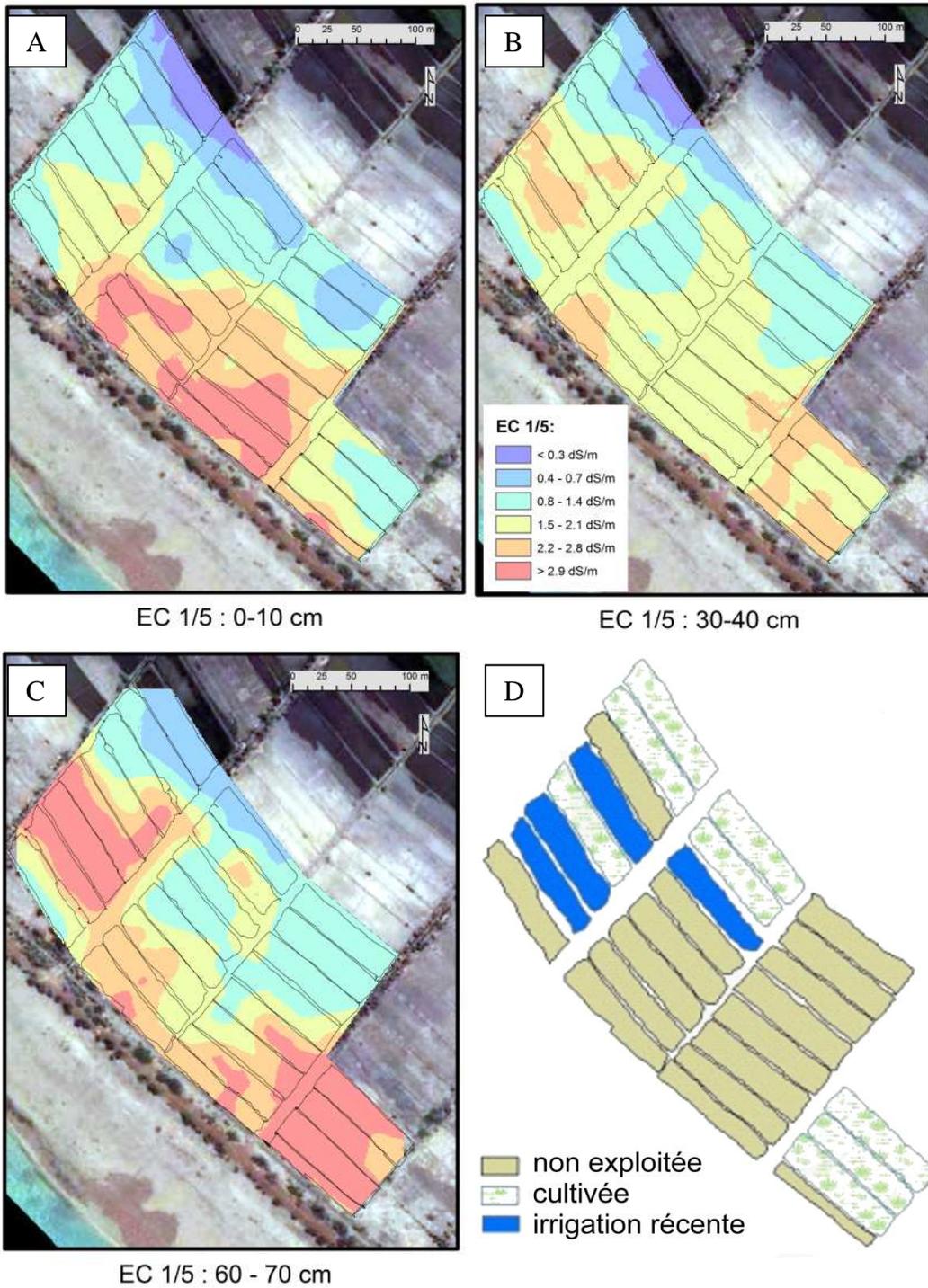


Figure III.9 - Cartographie par krigeage ordinaire des conductivités électrique 1/5 estimées par un modèle par arbre de régression, à trois niveaux de profondeur : (A) 0-10 cm ; (B) 10-20 cm et (C) 60-70 cm, pour la campagne de mai 2008. La carte D représente l'occupation des parcelles en mai 2008. Les seuils des classes de EC 1 :5 ont été fixés pour correspondre aux seuils de salinité de l'USDA (2, 4, 8, 12 et 16  $dS.m^{-1}$ ) en adoptant la conversion décrite par Slavish et Petterson (1993) pour des sols très argileux ( $f = 5,8$ ).

La cartographie montre en premier lieu l'existence d'une zone non salée, quelle que soit la profondeur considérée, à l'intérieur du périmètre. Cette zone coïncide avec la zone où l'épaisseur de la couche argileuse est la plus faible (Cf. Chapitre II, Fig. II.9). La salinité croît ensuite de façon non régulière en se rapprochant de la digue. Une différence nette est observée entre des parcelles cultivées récemment irriguées, pour lesquelles la salinité est maximale en profondeur (par exemple les parcelles au NW) et les parcelles non cultivées, pour lesquelles la salinité est maximale en surface (parcelles du centre).

- Validation des prédictions par krigeage

Les résultats de la validation croisée des estimations de la salinité sont donnés dans le tableau III.5 : ils montrent l'absence de biais de la prédiction à toutes les profondeurs et une erreur quadratique moyenne de l'ordre de  $0,75 \text{ dS.m}^{-1}$ , qui traduit que les prédictions sont précises. Notons néanmoins que cette méthode de validation n'est pas pleinement satisfaisante, puisque les points mesurés pris en compte ont servi à construire le modèle d'inférence.

Notons enfin que des méthodes géostatistiques plus élaborées (co-krigeage avec la distance à la digue, co-krigeage avec la photo aérienne) ne permettent pas d'obtenir des cartes plus précises que celles obtenues par krigeage ordinaire (résultats non montrés ici).

*Tableau III.4 : Estimations des erreurs d'estimation (erreur moyenne et racine carrée de l'erreur quadratique (RMSE)) de la conductivité apparente obtenues par validation croisée sur les sites de mesures de la conductivité apparente, pour les 3 profondeurs étudiées*

Profondeur	Effectif	Erreur moyenne ( $\text{dS.m}^{-1}$ )	RMSE ( $\text{dS.m}^{-1}$ )
0-10 cm	174	0.008	0.77
30-40 cm	111	0.000005	0.73
60-70 cm	97	0.000006	0.77

## II.2 La variabilité saisonnière de la salinité d'avril 2009 à avril 2010.

### II.2.1. Le choix des stations à partir de la typologie de la campagne 2008

Une analyse en composantes principales (ACP), suivie d'une classification hiérarchique ascendante, a été appliquée sur les données recueillies (EC 1/5 à 3 niveaux de profondeur, humidité pondérale à 3 niveaux de profondeur, résistivité apparente avec deux écartements) aux 140 points de sondage de la campagne de mai 2008. La figure III.10 montre les plans factoriels 1,2 et 1,3 de l'ACP, qui expliquent 64% de la variabilité observée. Sur le plan factoriel 1,2 (Figure III.10.A), les EC 1/5, négativement corrélées aux résistivités apparentes le long de l'axe 1, sont orthogonales aux humidités qui définissent l'axe 2. L'axe 3 permet de distinguer les situations selon leur résistivité apparente.

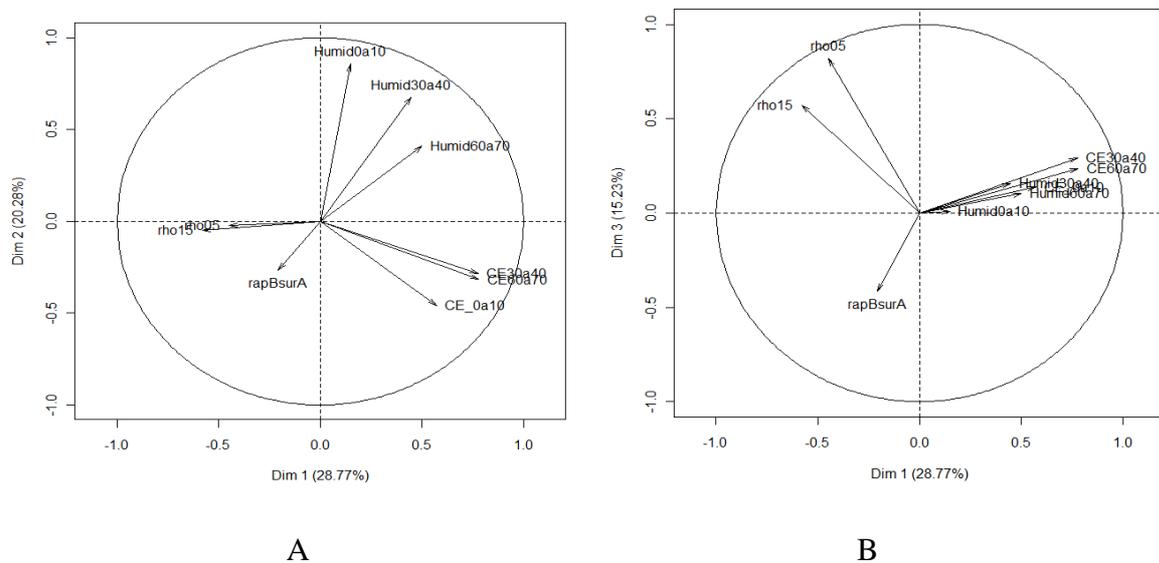


Figure III.10 : Plans factoriels 1,2 (A) et 1,3 (B) de l'ACP des variables étudiées en mai 2008. La variable rapBsurA correspond au rapport de la résistivité apparente avec  $a=1,5$  m (rho15) et de la résistivité apparente avec  $a=0,5$  m (rho05)

Une classification ascendante hiérarchique, appliquée à ces axes factoriels, a permis de construire une typologie des situations rencontrées dans la zone d'étude : 4 classes issues de cette analyse regroupent 89 % des individus. Ces 4 classes ont été retenues comme base de stratification pour le suivi diachronique de la salinité. Elles sont désignées synthétiquement en indiquant l'état d'humidité global des sols et leur niveau de salinité : HNS pour les situations à

sols humides et non salés ; *SS* pour les situations à sols secs et salés ; *SNS* pour des situations à sols secs et non salés ; *HS* pour les situations à sols humides et salés. Les situations à sol humide correspondent à des parcelles cultivées et irriguées, alors que celles à sol sec correspondent à des parcelles non exploitées.

### *II.2.2 Evolution spatio-temporelle de la salinité des sols*

Neuf stations, pour chacun des types de situation, ont fait l'objet d'un suivi mensuel d'avril 2009 à avril 2010 de la EC 1/5 et de l'humidité pondérale à trois profondeurs. L'évolution de la salinité des sols a été analysée en considérant l'évolution mensuelle de la moyenne et de l'écart-type de chaque type (*HNS*, *SS*, *SNS* et *HS*). La figure III.11 montre l'évolution de la EC 1/5 et de l'humidité pondérale d'avril 2009 à avril 2010. L'analyse de cette figure conduit selon les types aux constats suivants :

*Type HNS* : sur les parcelles à sols humides et non salés, les valeurs de conductivité 1/5 sont peu variables dans le temps et toujours faibles. Cependant, on observe une salinité qui augmente avec la profondeur d'avril 2009 à juin 2009 et progressivement cette différence se resserre pour enfin s'inverser à partir de février 2010 (figure III.11a). Les humidités pondérales montrent une évolution croissante d'avril 2009 à octobre 2009 puis une diminution jusqu'en avril 2010 (figure III.11b). Les valeurs des humidités pondérales diminuent avec la profondeur d'avril 2009 à décembre 2010 ; puis, à partir de janvier 2010, l'écart entre les valeurs d'humidité se rétrécit.

*Type SS* : sur les parcelles à sol sec et salé (*SS*), les EC 1/5 sont toujours élevées ( $> 1,5 \text{ dS.m}^{-1}$ ) et plus fortes en surface. On note une diminution modérée de la EC 1/5 d'avril 2009 à novembre 2009, puis une augmentation de décembre 2009 à avril 2010 (figure III.11c). On observe également une forte variabilité de la conductivité 1/5 avec un profil salin ascendant. Les humidités pondérales (figure III.11d) sont quant à elles très peu variables et augmentent légèrement d'avril 2009 à septembre 2009 puis diminuent jusqu'en avril 2010. A partir de septembre 2009, on observe un écart entre les valeurs des humidités pondérales à différentes profondeurs, marquant un profil descendant des humidités pondérales.

*Type SNS* : les parcelles à sol sec et non salé montrent une faible variation de la conductivité 1/5 avec une légère diminution de celle-ci jusqu'à septembre 2009, puis une augmentation progressive jusqu'à avril 2010 pour atteindre les valeurs de l'année précédente (figure III.11e).

Les humidités pondérales, également peu variables (figure III.11f), montrent une évolution inverse à celle des conductivités 1/5.

*Type HS* : les parcelles à sol humide et salé sont caractérisées par une forte variabilité de la conductivité 1/5 qui évolue selon un profil salin descendant (figure III.11g). Les valeurs de la conductivité 1/5 diminuent d'avril 2009 à octobre 2009, puis augmentent de décembre 2009 à avril 2010 sans atteindre les valeurs de l'année précédente. Les teneurs en eau pondérales ont une évolution inverse de la EC 1/5 (figure III.11j). En effet, elles augmentent d'avril 2009 à octobre 2009 puis diminuent de novembre 2009 à avril 2010.

L'analyse de ces courbes conduit aux principaux constats suivants sur l'évolution saisonnière de la salinité :

- les différents types de situations sont très marqués et ne se confondent jamais au cours de l'année. Il y a donc bien au sein du périmètre d'étude des parcelles très contrastées en termes d'humidité et de salinité. Même en saison des pluies, l'effet de la pluviométrie naturelle semble insuffisant pour lisser les différences d'humidité. Seule la pratique de l'irrigation peut faire passer une station d'un type à l'autre.
- dans les situations salées (HS et SS), la variabilité intra-type de la EC 1/5 est élevée à chaque date. Néanmoins, les profils salins moyens sont systématiquement de type ascendant dans les sols secs et de type descendant dans les sols humides. Là encore, la forme dominante de ces profils n'est pas modifiée au cours de la saison des pluies (juin à septembre). Dans le cas des sols humides, le gradient descendant de salinité est maximal en fin de saison sèche (avril-mai), correspondant à une période d'interculture sans irrigation, et s'atténue progressivement pour devenir faible en fin de période de suivi.
- la EC 1/5 et l'humidité pondérale évoluent de façon opposée en cours d'année avec des valeurs maximales d'humidité sur la période de juin à novembre qui correspondent à des EC 1/5 minimales. Néanmoins, ces fluctuations saisonnières sont d'amplitude inférieure à celles qui distinguent les différents types.

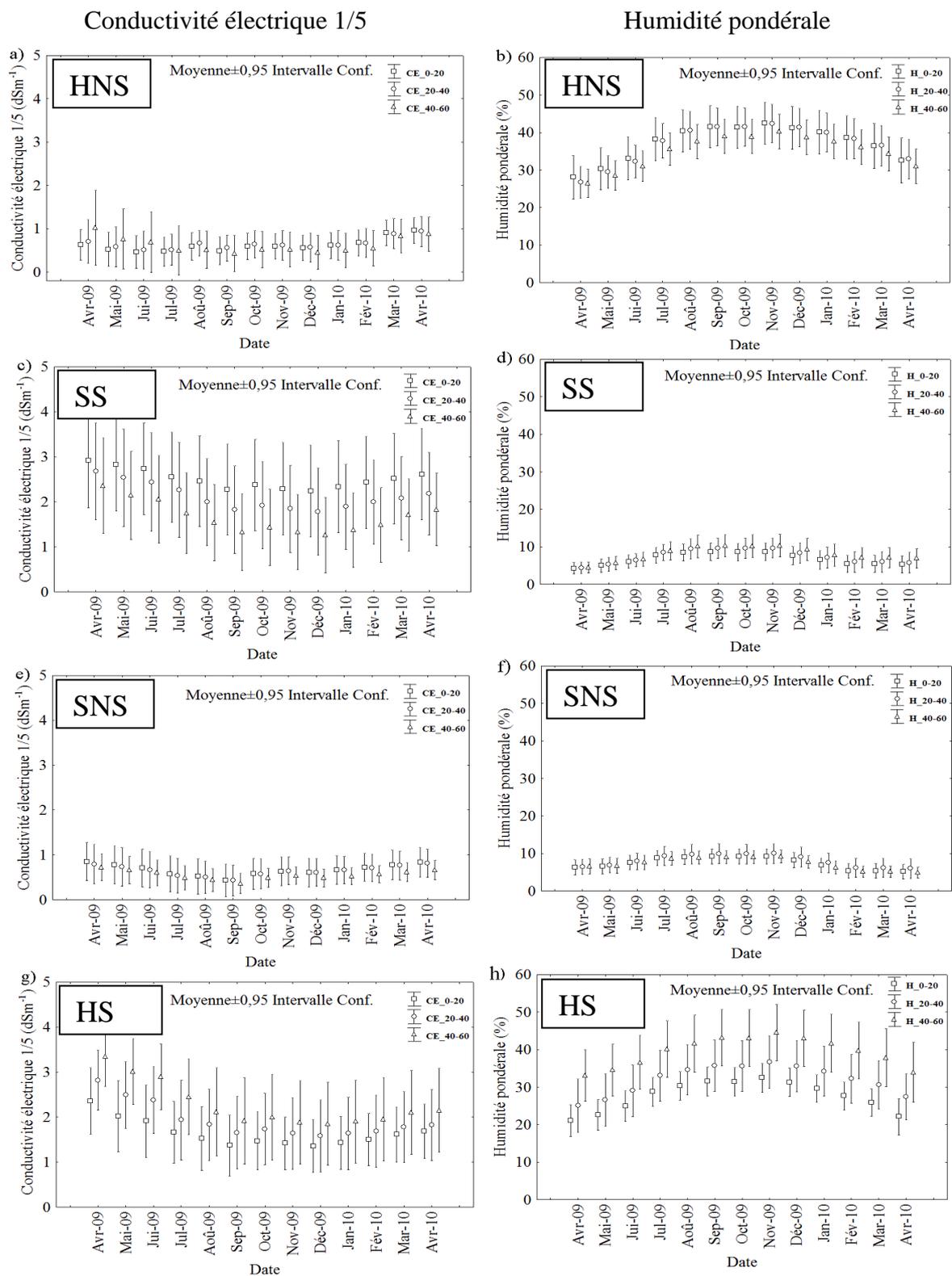


Figure III.11- Variation temporelle de la conductivité électrique 1/5 et de l'humidité pondérale en fonction des quatre types de situations rencontrées : HNS (Humide Non Salée), HS (Humide Salée), SS (Salée Sec) et SNS (Sec Non Salée).

### II.2.3 La relation entre la conductivité électrique EC 1:5 et le résidu sec

Le suivi mensuel d'avril 2009 à mai 2010 permet également d'analyser la relation entre la conductivité EC 1/5 et le résidu sec (RS), afin d'estimer la masse de sel présent dans l'échantillon : 1404 déterminations ont été réalisées en 36 points (9 points par type), à trois profondeurs et pendant 13 mois. Les deux variables sont fortement corrélées positivement (Figure III.12) avec néanmoins des situations non expliquées, qui s'écartent de la tendance générale. Un modèle linéaire a été ajusté aux données selon l'équation (2) :

$$RS (g/l) = 0,65 CE 1/5 (dS/m) - 0,097 \quad (r^2 = 0,77) \quad [2]$$

L'analyse des données par profondeur indique une corrélation légèrement plus forte entre les deux variables, puisque le coefficient de corrélation de Pearson entre EC 1/5 et RS est de 0,91, 0,88 et 0,87 respectivement pour les profondeurs 0-20 cm, 20-40 cm et 60-80 cm.

Il est à noter que l'équation [2] établie sur le site d'étude de Kollo conduit à une estimation de 553 mg/l pour 1 dS/m, soit une valeur inférieure à celle proposée par Abrol et al. (1988) , qui estiment que 1dS/m correspondent à 640 mg/l.

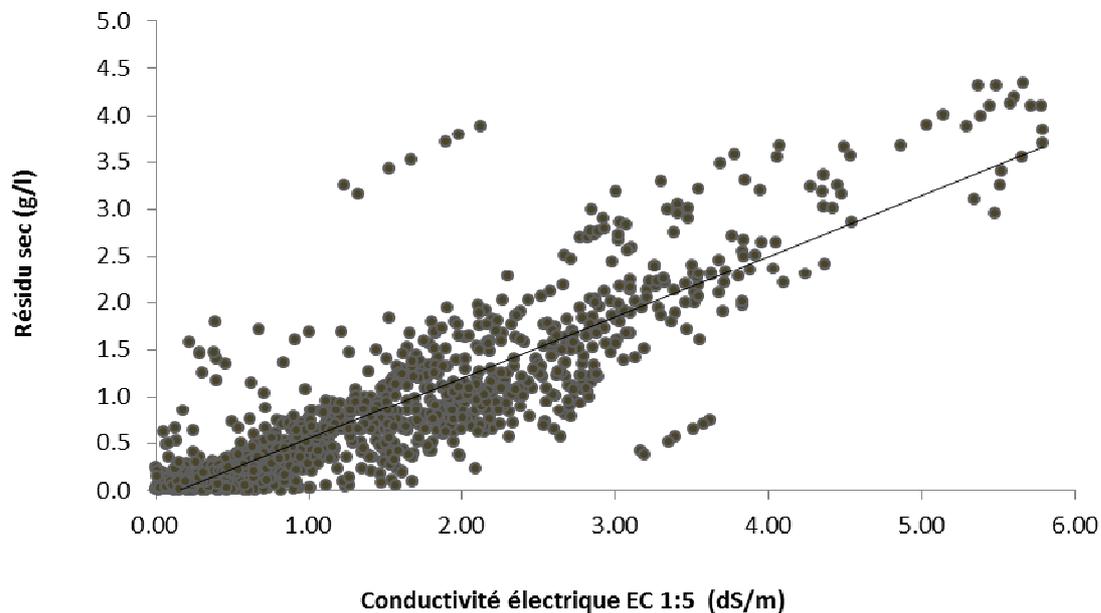


Figure III.12: Relation entre la conductivité électrique EC 1:5 et le résidu sec, pour 1404 déterminations réalisées entre avril 2009 et avril 2010.

## ***II.3 La stabilité des structures spatiales de la salinité après la crue centennale de 2010***

### *II.3.1 La comparaison des mesures ponctuelles de CE 1/5*

38 stations ont fait l'objet d'une comparaison de la CE 1/5 entre mai 2008 et mars 2011. La comparaison des statistiques descriptives est donnée dans le tableau III.5 et montre qu'elles sont très proches, que ce soit sur le plan des valeurs moyennes, de la variabilité ou des extrêmes.

*Tableau III. 5 - Statistiques de la CE 1/5 (dS/m) à trois niveaux de profondeur pour les campagnes 2008 et 2011.*

	Campagne 2008			Campagne 2011		
	CE0.10	CE30.40	CE60.70	CE0.20	CE20.40	CE40.60
Min.	0,1	0,02	0,01	0,03	0,05	0,05
Quart. Inf	0,7	0,8	0,8	0,3	0,4	0,1
Moyenne	1,6	2,0	1,9	1,5	1,6	2,3
Médiane	1,5	2,1	1,8	1,2	1,5	2,2
Quart. Sup	2,4	2,9	3,0	2,3	2,3	3,6
Max.	5,8	5,6	5,1	6,6	4,6	5,4
Ecart-type	1,3	1,3	1,3	1,4	1,2	1,6
Effectif	321	321	321	599	599	599

### *II.3.2 La comparaison des mesures ponctuelles de résistivité apparente*

Les statistiques de la résistivité apparente en 2008 et 2011 sont également très proches pour un même écartement (tab. III.6) et aucune différence statistiquement significative n'apparaît entre les deux dates. Pour les données 2011, l'introduction d'une nouvelle mesure, la résistivité apparente pour un écartement de 4 m, met en évidence l'accroissement de la résistivité en profondeur, qui s'explique par la présence vers 1,3 à 1,5 m de la terrasse alluviale, comprenant un matériau sableux à graveleux.

Tableau III.6 : Statistiques de la résistivité apparente (en  $\Omega.m$ ) à différents écartements pour 321 points de la zone d'étude, mesurée en mai 2008 et en mars 2011 aux mêmes emplacements.

	Campagne 2008		Campagne 2011			
	a = 0,5 m	a = 1,5 m	a = 0,3 m	a = 0,5 m	a = 1,5 m	a = 4 m
Min.	0,2	0,8	0,8	1,2	1,3	9,2
Quart. Inf	3,3	5,4	8,1	4,6	7,1	18,1
Moyenne	9,6	14,6	14,5	10,0	14,4	27,8
Médiane	6,0	8,6	11,5	6,8	9,6	23,6
Quart. Sup	12,3	16,7	17,8	12,6	16,4	30,9
Max.	72,7	87,5	81,0	65,5	89,2	119,6
Ecart-type	10,2	14,9	10,6	8,8	13,1	15,8
Effectif	321	321	321	321	321	321

### II.3.3 La comparaison des cartographies de résistivité apparente

La comparaison des cartes de résistivité apparente obtenues par krigeage ordinaire montre une très grande stabilité des structures spatiales entre les campagnes 2008 et 2011 (Figure III.13). Pour l'écartement le plus large ( $a = 1,5$  m) intégrant le volume de sol le plus grand, la correspondance entre les deux dates est quasiment parfaite et on retrouve dans le détail, non pas uniquement le gradient de résistivité croissante partant de la digue vers l'intérieur du périmètre, mais également des variations qui identifient des maxima locaux de résistivité.

Pour l'écartement le plus faible, l'analogie des cartes entre les deux dates est également très nette, avec néanmoins des fluctuations mineures des valeurs de résistivité.

La prédiction de la conductivité électrique EC 1/5 par la méthode par arbre de régression (Cf. § I.3 et II.1.4) utilisant les données de résistivité apparente et l'occupation des parcelles, conduit ainsi à des cartes très similaires (non présentées ici) pour toutes les zones où la comparaison est possible. Il faut en effet noter que certaines parcelles au nord-ouest de la zone avaient été remises en culture depuis la campagne 2008 et qu'il aurait été intéressant d'analyser l'évolution de la salinité dans ces parcelles : néanmoins, ces parcelles étaient inondées lors de la campagne 2011 rendant impossibles les mesures de résistivité apparente. L'évolution de la salinité liée à la remise en culture de parcelles ne peut donc être étudiée.

Le fait marquant de cette comparaison cartographique est donc la très grande stabilité des structures spatiales de la salinité au sein du périmètre d'étude, pour des parcelles n'ayant pas

changé d'usage, y compris après une perturbation *a priori* majeure comme l'inondation prolongée du site, provoquée par la crue centennale du Niger.

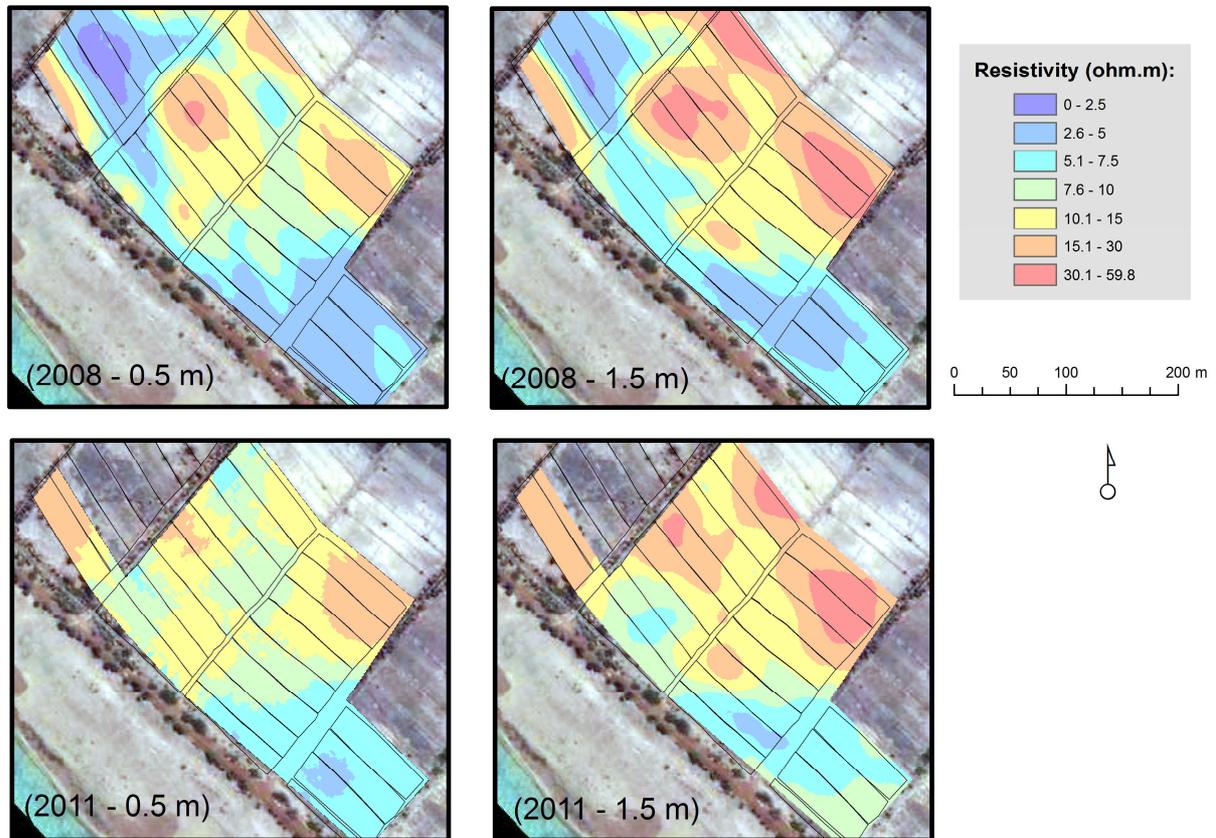


Figure III.13 : Comparaison des cartes de résistivité apparente obtenues par krigeage ordinaires à partir de mesures de terrain effectuées en mai 2008 et en mars 2011, pour deux écartements de 0,5 m et 1,5 m. krigées de la résistivité pour les mêmes écartements d'électrodes en 2008 et en 2011

### III Discussion

#### III.1 La méthodologie de cartographie de la salinité

L'objectif de ce chapitre était de cartographier la salinité des sols du périmètre de Kollo à différentes profondeurs et de suivre l'évolution des structures spatiales au cours du temps. L'analyse spatiale de la salinité s'est avérée délicate en raison de la conjonction de plusieurs difficultés : (i) d'abord, la difficulté de prélever les sols en profondeur en raison de la dureté

du matériau argileux à l'état sec sec, rendait impossible toute cartographie à partir des seules mesures ponctuelles de salinité ; (ii) ensuite, les variations considérables d'humidité des sols au sein du périmètre (depuis des états poussés de dessiccation dans les parcelles non cultivées jusqu'à la saturation en eau dans les parcelles irriguées récemment) risquaient d'influencer fortement les mesures de résistivités apparentes et d'interférer avec l'effet des variations de salinité ; enfin, l'existence connue de gradients considérables de salinité entre l'extérieur et l'intérieur des prismes des sols verticaux (Azib, 1989 ; Montoroi, 1996 ; Rhoades et al., 1999) risquaient d'induire une variabilité spatiale inframétrique qui allaient rendre difficile la détection de structures spatiales de plus longue portée.

Nous avons développé une méthodologie, pour partie originale, de cartographie de la salinité au sein du périmètre de Kollo, fondée sur le couplage de prélèvements classiques de sols et de mesures géophysiques de la résistivité apparente. L'originalité de l'approche réside dans trois caractéristiques particulières de la démarche :

- une stratégie d'échantillonnage à deux niveaux, le premier constitué de points conjoints permettant de modéliser la relation entre la conductivité CE et la conductivité apparente  $\rho$ , le second permettant d'accroître la densité d'échantillonnage de  $\rho$ , plus facile à mesurer ;
- une approche de prédiction fondée sur la construction d'arbres de régression connus pour être efficace dans le traitement de données manquantes, capable de tenir compte des relations non linéaires entre les variables et enfin pouvant intégrer des variables qualitatives comme l'occupation du sol. Cette dernière qualité s'est avérée essentielle pour intégrer l'effet du type d'occupation des sols dans les prédictions ;
- une prédiction de la salinité à plusieurs niveaux de profondeur permettant d'analyser le profil vertical de salinité.

Cette démarche s'est avérée efficace, puisqu'elle a permis de décrire les grandes tendances spatiales de la salinité sur le périmètre d'étude, avec une précision satisfaisante (RMSE de l'ordre 0,7 dS/m). Elle a également permis de constater qu'à trois ans d'intervalle (2008 versus 2011), cette structure spatiale n'avait pas évolué de façon significative, malgré l'occurrence de l'événement exceptionnel de la crue centennale du Niger.

Cette méthodologie, mettant à profit les qualités de facilité de mesure et de non-perturbation

des mesures géophysiques, présente néanmoins une limite liée au caractère particulièrement conducteur des sols argileux vertiques de la zone. Dans des milieux très conducteurs, le volume de sol intégré dans la mesure de résistivité apparente est en effet relativement faible et, de ce fait, les variations de salinité en profondeur ( $> 60$  cm) sont plus difficiles à détecter.

### ***III.2 Les structures spatiales de la salinité au sein de la zone d'étude***

Les relations entre les variables d'humidité, de conductivité électrique et de résistivité apparente ne sont pas simples à modéliser : l'humidité influence directement la résistivité apparente des sols, mais gouverne également, notamment par des effets de précipitation-dissolution, la présence d'électrolytes dans la solution du sol. La variabilité de l'humidité et de la salinité peut être très importante à courte distance, par exemple entre l'extérieur et l'intérieur des prismes ou des agrégats observés sur le terrain (Cf. chapitre 2). Cette variabilité existe bien sur le site de Kollo, mais les mesures de résistivité apparente prises en compte (écartements de 0,5 et 1,5 m) intègrent un volume de sol trop important pour que ces variations locales puissent être distinguées. C'est donc bien une description des caractéristiques locales moyennes (intégrant le réseau de fissures et les prismes) qui est effectuée dans la démarche mise en œuvre, les variations à très courte distance se manifestant par des erreurs d'estimation dans le modèle de prédiction.

L'effet dominant des variations de conductivité électrique 1/5 sur la résistivité apparente (Figure III.3 et tableau III.2), ainsi que l'existence de gradients spatiaux très marqués, ont permis de cartographier la salinité des sols à l'échelle du périmètre, en minimisant l'effet des variations locales et des différences d'humidité entre parcelles.

L'application de l'équation (2), reliant le résidu sec à la conductivité électrique, permet d'estimer la masse de sel présente dans le sol, en faisant une hypothèse de masse volumique du sol. La figure III.14 représente l'estimation de la masse de sel, exprimée en  $\text{kg/m}^2$ , présente dans les 60 premiers cm du sol. Cette carte, qui cumule la masse de sel présente aux différents niveaux de profondeur, montre un très grand contraste entre l'intérieur du périmètre, à faible stock de sel ( $< 2 \text{ kg/m}^2$ ) et la bordure de la digue où le stock de sel est très élevé (de l'ordre de  $5,5 \text{ kg/m}^2$  et jusqu'à  $8 \text{ kg/m}^2$ ). Les mesures d'éléments solubles effectués sur les profils P2 et P3 (Chapitre II, tableau II.4) donnent des ordres de grandeur équivalents dans les deux secteurs d'étude révélés par cette carte. Ce sont ainsi bien de l'ordre de 55 à 80 tonnes de sel

par ha qui sont stockés dans les 60 premiers cm de sol dans la partie la plus salée du périmètre, ce qui constitue un stock de sel considérable.

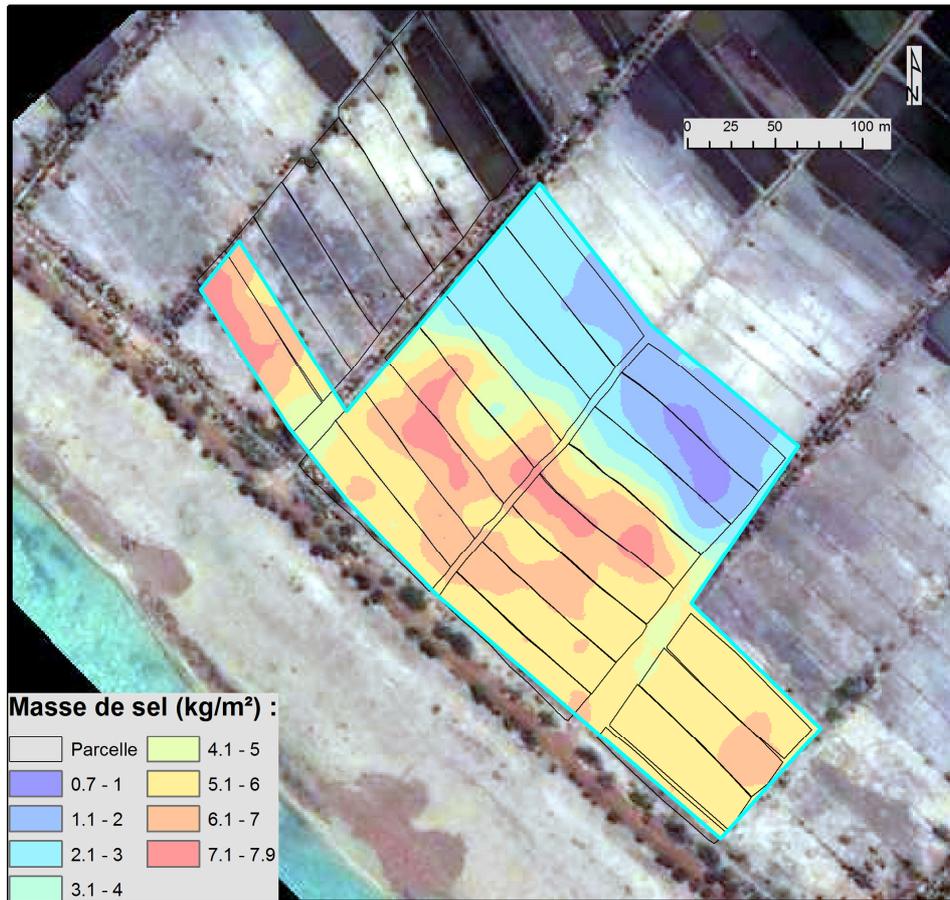


Figure III.14 : Cartographie de la masse de sel cumulée sur 60 cm d'épaisseur estimée à partir des données de la campagne 2011. La masse de sel est estimée par une équation reliant le résidu sec et la conductivité EC 1:5 (équation 2, §II.2.3) et en supposant une masse volumique de 1,3 aux différents niveaux de profondeur.

### III.3 Les variations temporelles de la salinité

L'évolution temporelle de la salinité a été analysée en considérant deux échelles de variation temporelle : (i) d'une part, des variations saisonnières à l'échelle d'une année climatique proche de la normale, (ii) d'autre part, des variations liées à un événement exceptionnel, en l'occurrence des inondations liées à une crue centennale.

Dans les deux cas, les variations temporelles observées sont apparues relativement faibles et ne sont pas apparues de nature à modifier les structures spatiales de la salinité :

- *la variabilité saisonnière.*

On observe au cours de l'année de suivi une tendance à la diminution de la salinité entre avril 2009 et octobre 2009, puis à une augmentation de novembre 2009 à avril 2010, selon un effet saisonnier clair. En effet, la saison des pluies dans cette zone s'étale de mai à septembre, alors que la saison sèche est comprise entre octobre et avril. Le rôle des saisons sur la dynamique de la salinité des sols est connue (Servant, 1975 ; Guéro, 2000 ; Franzen, 2005). Le processus dominant est relié à l'état hydrique des sols : lorsque les sols sont secs, les sels remontent en surface par capillarité ou s'accumulent par concentration dans la matrice du sol ; s'ils sont humides sous effet d'irrigation ou de la pluie, les sels sont lixiviés en profondeur.

Sur le secteur de Kollo, de telles fluctuations sont observées en cours de saison, avec des redistributions verticales de sel qui modifient le profil de salinité (Figure III.10) en amplifiant ou en réduisant les différences de salinité entre les profondeurs. Néanmoins, nous avons montré que la forme du profil de salinité, ascendant ou descendant, s'expliquait principalement par l'usage de la parcelle et notamment par le fait qu'elle soit irriguée ou non : le profil de salinité est ascendant tout au long de l'année dans le cas d'un sol non irrigué ; il est descendant dans le cas d'un sol irrigué. L'influence anthropique sur les flux hydriques et les flux salins apparaît ainsi dominante pour expliquer les variations verticales de salinité. Par contre, les gradients latéraux de salinité sont apparus très stables au cours des saisons : la typologie, issue de la campagne 2008 et séparant 38 stations selon leur niveau global de salinité et d'humidité, n'a jamais été perturbée par les variations saisonnières et les différents types sont restés clairement distincts. Néanmoins, l'effet d'un changement d'usage des parcelles (par ex. la reprise de l'irrigation d'une parcelle abandonnée) sur la répartition latérale de la salinité n'a pu être analysée en raison de difficultés de mesures dans des parcelles inondées. L'hypothèse que nous mettons en avant, est qu'un changement d'usage peut modifier le profil vertical de salinité, mais qu'il ne contribue que lentement à une redistribution des sels dans le périmètre, dans tous les cas à une échelle de temps supérieure à l'année.

- *l'effet d'un événement exceptionnel*

Les cartes de salinité établies en 2008 et 2011 montrent une très grande stabilité des

structures spatiales entre ces deux dates, jusque dans le détail des variations (Figure III.11), alors que nous pensions que les flux d'eau peu salés, issus des inondations du fleuve Niger, pouvaient modifier ces structures en particulier par dessalement et exportation de sel hors de la zone. La comparaison temporelle démontre la très grande inertie du système étudié : soit les inondations n'ont pas modifié la salinité des sols dans leurs 60 premiers cm, soit la période de 6 mois de saison sèche qui s'est écoulée entre les inondations d'août-septembre 2010 et la campagne de mesure de mars 2011 a permis une redistribution des sels suffisante pour reconstituer le profil initial. L'absence de suivi précis au moment des inondations et de la période postérieure empêche de conclure de façon définitive, mais les faibles variations saisonnières observées en 2010 suggèrent plutôt un faible effet initial des inondations sur la salinité.

La très faible conductivité hydraulique des sols argileux du périmètre d'étude pourrait expliquer le faible effet de ces inondations : au moment des inondations, les sols avaient été réhumectés au moins en surface par les précipitations précédentes et les fissures étaient vraisemblablement peu ouvertes. En l'absence de fissures, la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols (Chapitre II, § III.3.2.2) a fourni des valeurs très faibles de conductivité à saturation (de l'ordre de  $2,5 \cdot 10^{-8}$  m/s pour les horizons de surface) qui pourraient expliquer une très faible infiltration des eaux du fleuve dans le sol et de ce fait un effet limité en matière de dessalement. L'autre condition nécessaire à cette inertie temporelle de la salinité est l'absence d'échanges entre la nappe phréatique observée à la base des sols du périmètre et la nappe alluviale du fleuve Niger. Il s'agirait donc d'un système clos dont les flux latéraux et les échanges avec le fleuve seraient très limités.

## **IV. Conclusion**

L'utilisation conjointe de mesures ponctuelles de conductivité électrique des sols et de mesures géophysiques plus nombreuses de la résistivité apparente des sols, nous a permis de décrire finement la variabilité spatiale de la salinité des sols du périmètre, telle qu'elle se manifestait en mai 2008 : la salinité varie latéralement selon un gradient décroissant très important depuis la digue jusqu'à l'intérieur du périmètre ; des variations verticales de salinité sont également observées et la forme ascendante ou descendante du profil de salinité s'explique par l'usage de la parcelle. Les données qui ont été acquises pour caractériser les fluctuations saisonnières de la salinité ou l'effet d'un événement exceptionnel lié à la crue centennale du Niger, montrent que les variations temporelles affectent le profil vertical de salinité, mais perturbent peu les variations spatiales latérales dont l'amplitude est beaucoup plus forte. L'ensemble de ces résultats caractérise un système pédologique très contrasté spatialement et à forte inertie. La faible infiltrabilité en eau de ces sols quand ils sont saturés et des échanges limités entre la nappe phréatique des sols et la nappe alluviale pourraient être des éléments d'explication de cette inertie. Le Chapitre 4 qui analyse les fluctuations saisonnières de la nappe phréatique, ainsi que le chapitre 5 qui présente les résultats d'une expérience contrôlée de désalinisation, fourniront des éléments qui permettront de discuter plus avant ces hypothèses.



## **Chapitre IV**

### **Dynamique spatio-temporelle de la salinité de la nappe en relation avec le fonctionnement hydrologique**

#### **Introduction**

Sur les périmètres irrigués, la dynamique de la salinité des sols est fortement liée au fonctionnement (ou à la dynamique) hydrologique du milieu. En effet les mécanismes majeurs conduisant à la salinisation des sols relèvent de réactions chimiques de changements de phase (dissolution – précipitation) et des processus de transport des solutés. Ces mécanismes deviennent plus importants sur les périmètres irrigués en raison des apports importants d'eau, surtout sur des sols rizicoles qui sont aussi soumis au cours de l'année à différentes pratiques agricoles (labour, submersion, présence ou absence de culture...). La submersion ainsi pratiquée suivie de l'évaporation (alternance d'humectation et de dessiccation) entraîne des réactions d'oxydoréduction qui peuvent modifier les caractéristiques chimiques des sols. La salinisation est donc le résultat d'interactions entre processus géochimiques et hydrologiques. Nombreux sont les auteurs qui ont mis en évidence la complexité de ces phénomènes au Mali (Marlet, 1996), au Sénégal (Montoroi, 1996) et au Niger (Barbiéro, 1994 ; Guéro, 2000).

Le fonctionnement hydrologique des périmètres irrigués situés dans une plaine alluviale peut être complexe, particulièrement dans des sols présentant des caractéristiques verticales :

- la nappe alluviale fluctue avec de très grandes amplitudes entre les crues annuelles et les périodes de basses eaux ;
- il existe des transferts rapides en profondeur des eaux d'irrigation ou météoriques en présence de fentes de retrait ;

*A contrario*, les sols argileux présentent de très faibles perméabilités quand les fentes sont fermées pouvant induire la formation de nappes perchées déconnectées de la nappe alluviale à certaines périodes de l'année ;

- l'existence de niveaux de terrasses alluviales à matériel plus graveleux peut permettre des transferts latéraux rapides.

Au Niger, le fonctionnement hydrologique des périmètres irrigués est très peu connu. C'est le cas du site de Kollo. Il apparaît indispensable de l'étudier pour espérer comprendre les variations spatiales et saisonnières de la salinité.

A partir d'un suivi hebdomadaire réalisé pendant 13 mois sur le site de Kollo, les objectifs de ce chapitre sont de deux ordres :

- décrire le fonctionnement hydrologique saisonnier des sols par le suivi des fluctuations de nappe, appréhendées par des batteries de piézomètres implantés à différentes profondeurs dans des parcelles irriguées et non irriguées. Les effets de l'irrigation et de la distance à la digue seront particulièrement analysés.
- analyser de façon concomitante les variations de composition chimique de l'eau de nappe pour dégager ses effets sur la salinité du sol en fonction des saisons voire des cycles de culture. Après avoir défini le faciès chimique de l'eau de la nappe, on cherchera à mettre en évidence les corrélations éventuelles qui existent entre les différents paramètres physico-chimiques des eaux de la nappe. L'analyse des résultats se fera en observant dans un premier temps la dynamique spatiale des paramètres étudiés et dans un second temps, leur dynamique temporelle.

## **I Matériel et méthodes**

### ***1.1 Mise en place et dispositif de suivi***

Le dispositif de suivi a été mis en place sur un périmètre rizicole exploité en deux campagnes rizicoles (figure IV.4). Une première campagne est conduite en saison sèche de novembre à avril et la deuxième en saison des pluies de mai à octobre. Ce calendrier peut ne pas être respecté par les exploitants pour divers problèmes de disponibilité en eau et en matériel.

Deux transects d'étude ont été choisis en fonction de l'utilisation des parcelles en mai 2008

(figure IV.1). Le premier transect recoupe des parcelles irriguées (cultivées) et le deuxième des parcelles non irriguées (non cultivées).

Sur chacun des transects distants de 200 m, trois batteries de quatre piézomètres sont installées à une distance d'environ 50 m l'une de l'autre (figure IV.2). Les batteries sont notées B1-NI, B2-NI, B3-NI le long du transect non irrigué et B1-I, B2-I, B3-I le long du transect irrigué. Pour chaque batterie, les piézomètres sont distants de 50 cm l'un de l'autre. Trois piézomètres sont destinés au prélèvement des eaux de la nappe à 0,5 m, 1 m, 1,5 m de profondeur. Le choix de notre dispositif de suivi suppose la présence éventuelle d'une nappe superficielle différente de la nappe profonde par sa dynamique et sa composition chimique. Le quatrième piézomètre est consacré au suivi du niveau statique de la nappe. Au total, 24 piézomètres sont installés sur le site (figure IV.1 et IV.2). Les piézomètres ont été installés dans des trous préalablement creusés à la tarière. Une couche de ciment de 20 cm d'épaisseur a été coulée autour du piézomètre pour mieux le fixer après avoir élargi le diamètre du trou. Tous les piézomètres ont été vidés après leur mise en place avant toute mesure.

Les piézomètres utilisés pour le prélèvement de la nappe sont constitués d'un tube PVC, ayant un diamètre intérieur d'environ 5 cm, dont l'extrémité inférieure est crépinée sur 20 cm et gainée par un étui en tissu synthétique imputrescible et poreux.

Les piézomètres utilisés pour le suivi du niveau de la nappe sont crépinés jusqu'à 10 cm de la surface du sol. Le niveau hydrostatique est mesuré à l'aide d'une sonde électrique à signal lumineux et sonore.

Un suivi hebdomadaire a été réalisé pendant 50 semaines du 29 avril 2009 au 14 mai 2010 et les premières mesures ont démarré une semaine après la mise en place du dispositif. On mesure *in situ*, à l'aide d'un conductivimètre multifonction (WTW 340i) à sonde TetraCon 325 (avec une précision de +/- 1,5%), le pH et la conductivité électrique de l'eau de la nappe dans les piézomètres destinés aux prélèvements d'eau (figure IV.2), puis un prélèvement d'eau est effectué à l'aide d'une seringue de 500 ml couplée à un fin tube capillaire de 2 m de longueur qui plonge dans l'eau. Après chaque prélèvement, le piézomètre est vidé et la seringue est rincée. Les prélèvements d'eau sont conditionnés dans des flacons en plastique de 250 ml et sont immédiatement mis en glacière pour être transportés au laboratoire. Là, ils sont stockés dans un réfrigérateur à 4-6°C avant d'être analysés.

L'analyse des eaux de la nappe et d'irrigation a été faite au Laboratoire Science du sol de la faculté d'Agronomie de Niamey. Elle a porté sur le potassium et le sodium dosés par photométrie de flamme, le calcium et le magnésium dosés par complexométrie EDTA (acide éthylène diamine tétracétique). Les carbonates et bicarbonates ont été déterminés par alcalimétrie.

Les sulfates, chlorures et nitrates par la méthode sulfa Ver 4\*. C'est une méthode d'analyse par spectrophotométrie qui utilise un réactif à base de sulfate de baryum. L'élément à doser réagit avec le baryum pour former un précipité, la turbidité produite est proportionnelle à la concentration de l'élément dosé.



Figure IV.1 - Vue aérienne du dispositif de suivi

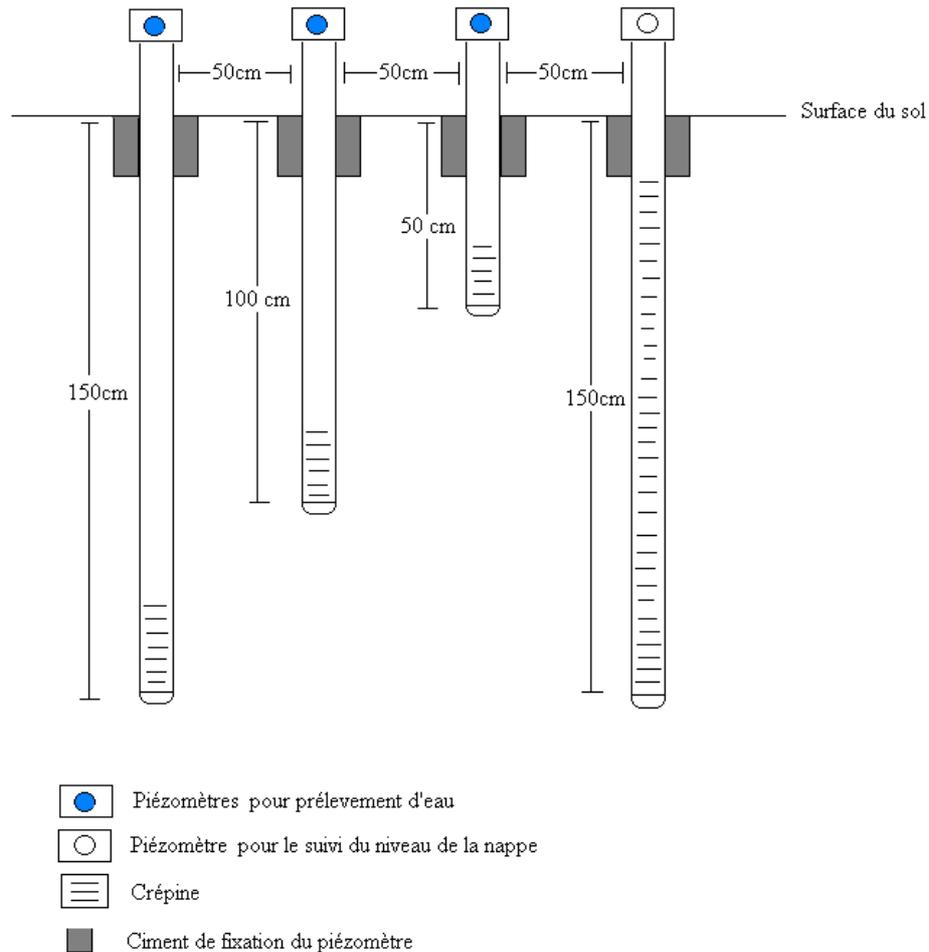


Figure IV.2 - Coupe schématique du dispositif de batterie piézométrique

## ***1.2 Données climatiques et estimation des apports d'eau par irrigation***

Les précipitations sont mesurées grâce à un pluviomètre SPIEA à lecture directe installé sur le site et l'ETP Penman est calculée à partir des données de la station météorologique de Kollo se trouvant à 5 km du site d'étude. La figure IV.3 montre la répartition des précipitations et de l'ETP sur la période de suivi. La demande évaporatoire mensuelle a été la plus importante en avril 2009 avec 324 mm et la moins importante en décembre 2009 avec 204 mm. La saison des pluies s'est étalée de mai 2009 à septembre 2009 avec une hauteur maximale de pluie en août de 246 mm et une hauteur minimale en mai de 7 mm. Pour tous les mois de l'année, on enregistre un déficit hydrique excepté au mois d'août qui est le plus humide.

Pour estimer les volumes d'eau d'irrigation apportée dans les rizières, nous avons opté pour la

mesure des hauteurs de lames d'eau sur les parcelles irriguées. Comme les canaux d'irrigation ne disposent pas de débitmètre permettant d'estimer les quantités d'eau apportées dans les parcelles, nous avons déterminé à chaque relevé piézométrique la hauteur moyenne de la lame d'eau présente à la surface des parcelles suivies, à partir d'une mesure en 3 à 4 points de la parcelle. La figure IV.4 donne l'évolution dans le temps de la lame d'eau moyenne sur les parcelles abritant les batteries de piézomètres. On remarque une distribution irrégulière des lames d'eau au cours de la période de suivi. La lame d'eau varie de 1 cm à 16 cm. La parcelle abritant la batterie 2 a reçu plus d'eau d'irrigation que les autres parcelles.

L'évolution du débit moyen du fleuve Niger à Niamey (figure IV.5) indique que le fleuve est à son plus bas niveau en mai. Le niveau du fleuve augmente à partir de juin pour être à son maximum en décembre-janvier. L'étiage du fleuve est amorcé à partir de février, dans le même temps les eaux du fleuve se concentrent (Tableau IV.1). Ce sont ces eaux issues du fleuve qui servent pour l'irrigation par gravité des casiers rizicoles et qui sont distribuées au sein du périmètre irrigué par un réseau de fossés alimenté par un canal principal d'amenée d'eau.

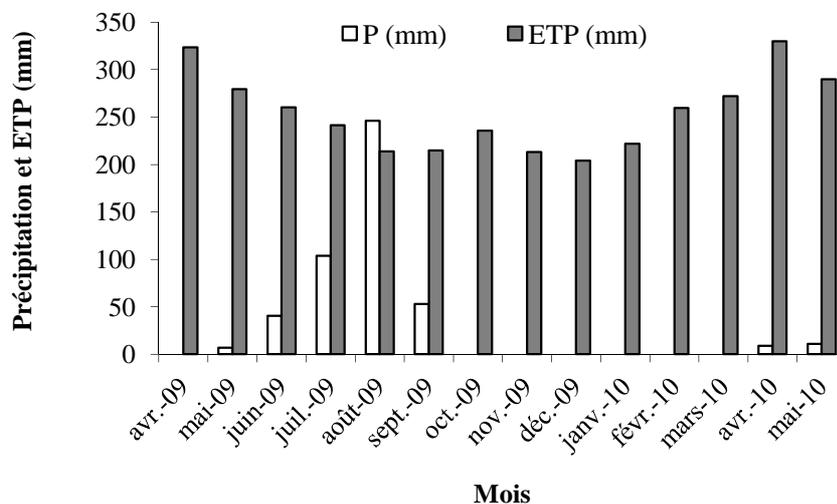


Figure IV.3 Distribution des cumuls mensuels des précipitations et de l'ETP durant la période de suivi d'avril 2009 à mai 2010

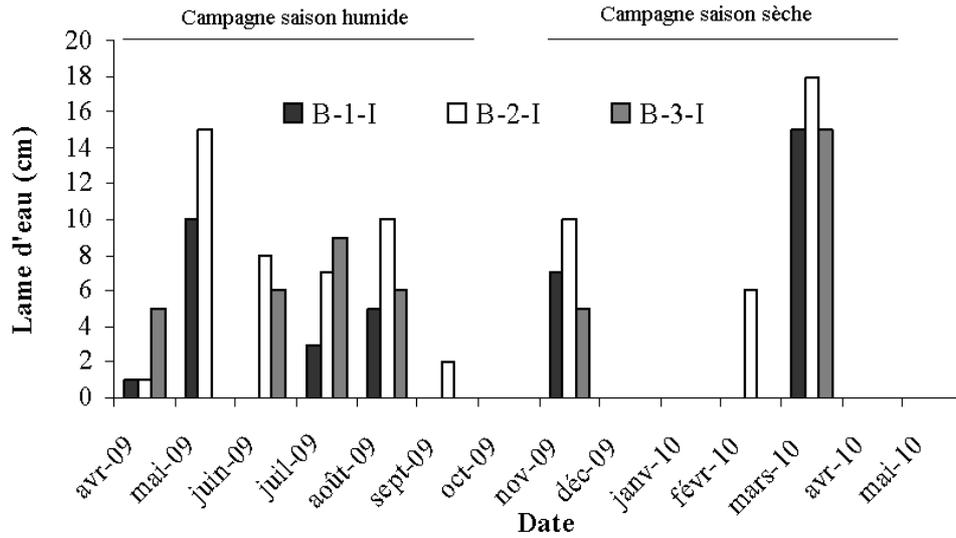


Figure IV.4 - Moyennes mensuelles des hauteurs de lame d'eau observées sur les parcelles en conditions irriguées (B-1-I, B-2-I, B-3-I)

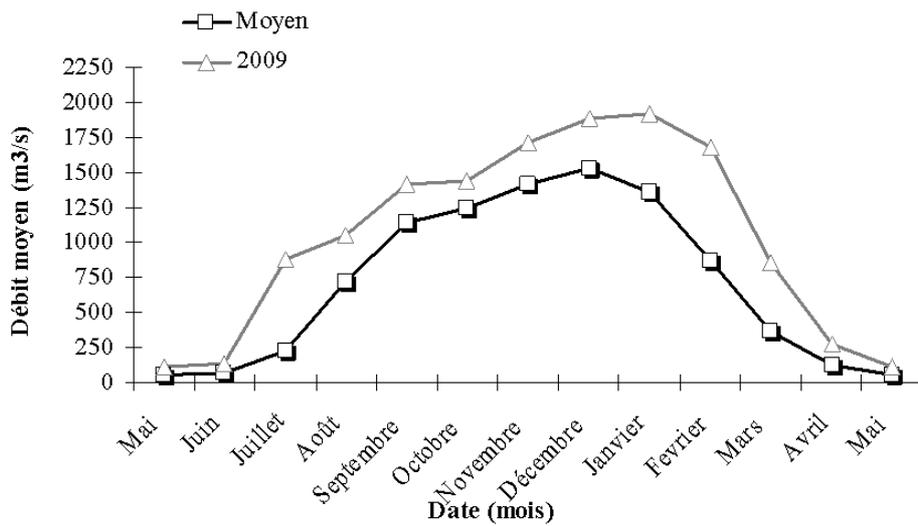


Figure IV.5 – Débit moyen mensuel (m³/s) du fleuve Niger à Niamey établi sur la période 1975-2009 et débit du fleuve de mai 2009 à mai 2010 (station Agrymeth Niamey).

*Tableau IV.1 - Composition chimique des eaux d'irrigation prélevées dans le canal principal d'amenée d'eau depuis le fleuve Niger, pour 6 dates de la période d'étude.*

Date	C E (dS/m)	pH	Ca <sup>2+</sup> (méq/l)	Mg <sup>2+</sup> (méq/l)	Na <sup>+</sup> (méq/l)	K <sup>+</sup> (méq/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (méq/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (méq/l)	Cl (méq/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (méq/l)
sept-09	0,06	7,3	0,30	0,30	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,70
nov-09	0,06	7,2	0,60	0,10	0,09	0,02	0,04	0,02	0,05	0,70
déc-09	0,06	7,8	0,50	0,40	0,11	0,04	0,01	0,01	0,35	0,70
janv-10	0,07	7,2	0,70	0,80	0,17	0,09	0,02	0,01	0,23	1,50
févr-10	0,09	6,2	0,40	0,60	0,11	0,03	0,10	0,01	0,01	1,20
mars-10	0,12	8,3	0,70	0,60	0,62	0,02	0,31	0,01	0,30	1,32

### ***I 3 Analyse statistique des caractéristiques chimiques des eaux prélevées***

Dans un premier temps, une description statistique des caractéristiques chimiques des eaux prélevées a été réalisée. Dans un deuxième temps, nous avons comparé ces caractéristiques en fonction de la position des batteries ou de la profondeur de prélèvement, en effectuant deux sortes de tests statistiques :

- toutes les populations ayant une distribution normale après avoir effectué un test de normalité ont subi un test de Student comparant leurs moyennes ;
- pour les populations ayant une distribution non normale, le test de Man-Whitney Rank (U test) comparant les médianes a été appliqué.

Les lettres *a*, *b*, *c* sont utilisées pour marquer les moyennes ou médianes significativement différentes.

## II Résultats

### II 1 Dynamique hydrologique de la nappe

La figure IV.6 montre l'évolution du niveau statique mensuel moyen de la nappe durant la période de suivi.

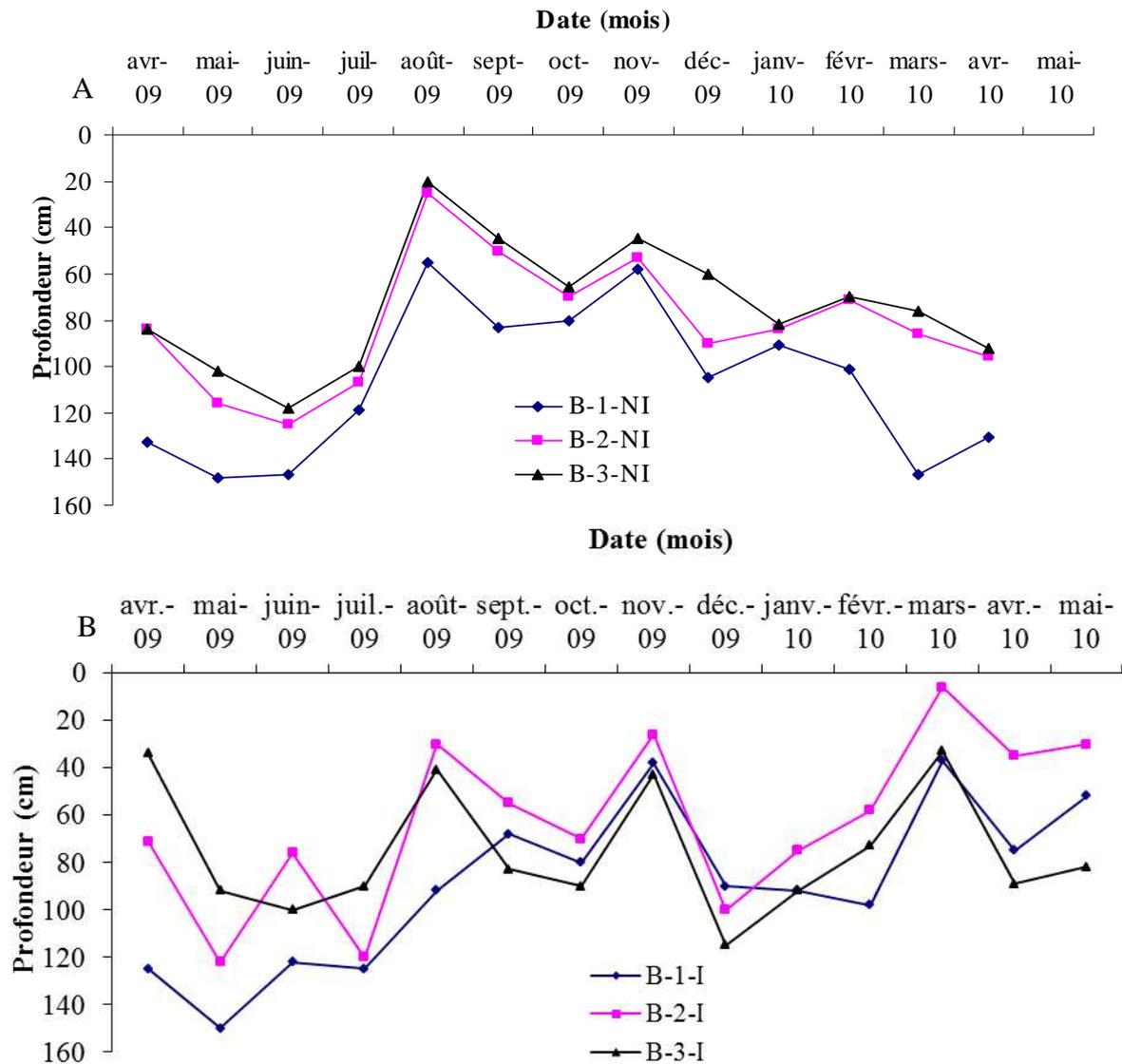


Figure IV.6 - Évolution du niveau statique mensuel moyen de la nappe durant la période de suivi d'avril 2009 à mai 2010 pour les batteries de piézomètres situées en parcelle non irriguée (A) et en parcelle irriguée (B). Le niveau zéro correspond à la surface du sol pour chaque piézomètre.

- *Sur le transect non irrigué*

L'évolution du niveau de la nappe montre la même tendance au cours du temps quels que soient les piézomètres considérés. La batterie B1-NI localisée à proximité de la digue et du fleuve présente un niveau piézométrique plus bas que les deux autres batteries de piézomètres plus éloignées du fleuve. Trois principales phases sont observées au cours du temps :

- une première phase allant d'avril 2009 à juin 2009 où on enregistre une légère baisse du niveau de la nappe de 135 cm à 150 cm de profondeur en B-1-NI et d'environ 80 cm à 120 cm de profondeur en B-2-NI et B-3-NI ;
- une deuxième phase de juin 2009 à août 2009 où le niveau de la nappe augmente fortement pour passer de juin à août respectivement de la profondeur de 150 cm à 60 cm en B-1-NI et de 120 cm à environ 20 cm en B-2-NI et B-3-NI ;
- une troisième phase d'août 2009 à avril 2010 où on observe un retour progressif vers l'état initial de la nappe d'avril 2009 avec une baisse généralisée des niveaux piézométriques de 60 cm à 150 cm de profondeur en B-1-NI et de 30 cm à 100 cm de profondeur pour les deux autres batteries. Ainsi, l'évolution temporelle du niveau de la nappe est légèrement plus marquée au cours de l'année en B1-NI qu'au niveau des deux autres batteries. Cependant la diminution des niveaux piézométriques est irrégulière. Des augmentations brèves et de faibles amplitudes des niveaux piézométriques peuvent être observées comme en novembre 2009 au niveau des 3 batteries ou en janvier 2010 au sein uniquement de la batterie B-1-NI.

- *Sur le transect irrigué*

Par rapport au transect non irrigué, on constate davantage de fluctuations du niveau de la nappe avec en particulier trois pics principaux observés en août 2009, novembre 2009 et mars 2010, ce dernier pic ne s'observant que sur les parcelles irriguées. De façon générale, les plus hauts niveaux de nappe sont observés dans le piézomètre B-2-I suivi du piézomètre B-1-I, néanmoins les niveaux dans les différents piézomètres n'évoluent pas toujours de la même manière. Les variations de niveau de nappe sont en concordance avec les lames d'eau mesurées (figure IV.4) au niveau des parcelles abritant les différentes batteries. Les augmentations du niveau de la nappe en août correspondent aux apports d'eau par irrigation.

Les piézomètres du transect irrigué subissent l'influence des apports d'eau par irrigation. Les pics observés varient en fonction des batteries ils sont respectivement de 92cm (B1-I), 30cm (B2-I) ; 41cm (B3-I) en août 2009 ; 38cm (B1-I), 26cm (B2-I), 43cm (B3-I) en novembre 2009 ; 37cm (B1-I), 6cm (B2-I), 33cm (B3-I) en mars 2009

- *Gradient hydraulique au sein de la zone d'étude*

L'altitude relative du niveau zéro de chaque piézomètre par rapport à un même point de référence a été établie pour chaque transect grâce à un relevé topographique précis utilisant un théodolite. Ce référencement permet de calculer les différences de charges hydrauliques, c'est-à-dire les gradients hydrauliques, au sein de la zone d'étude. Le gradient hydraulique représente le rapport entre la différence du niveau statique entre deux piézomètres et la distance entre ces derniers. La charge hydraulique de la nappe diminue systématiquement depuis l'intérieur de la zone vers la digue (figure IV.7). Sur le transect non irrigué, ce gradient est constant au cours du temps et de l'ordre de 0,008 m/m entre les stations les plus extrêmes (entre B-3-NI et B-1-NI) et s'accroît entre les stations B-2-NI et B-1-NI. Sur le transect irrigué, le gradient varie fortement au cours du temps : il est maximal au début de la période d'étude en avril 2009 et est de l'ordre de 0,010 m/m de B-3-I vers B-1-I ; il s'annule en novembre et décembre 2009 au moment des irrigations de la saison sèche ; il se rétablit à partir de janvier 2010 à une valeur de l'ordre de 0,005 m/m avec de fortes fluctuations mensuelles.

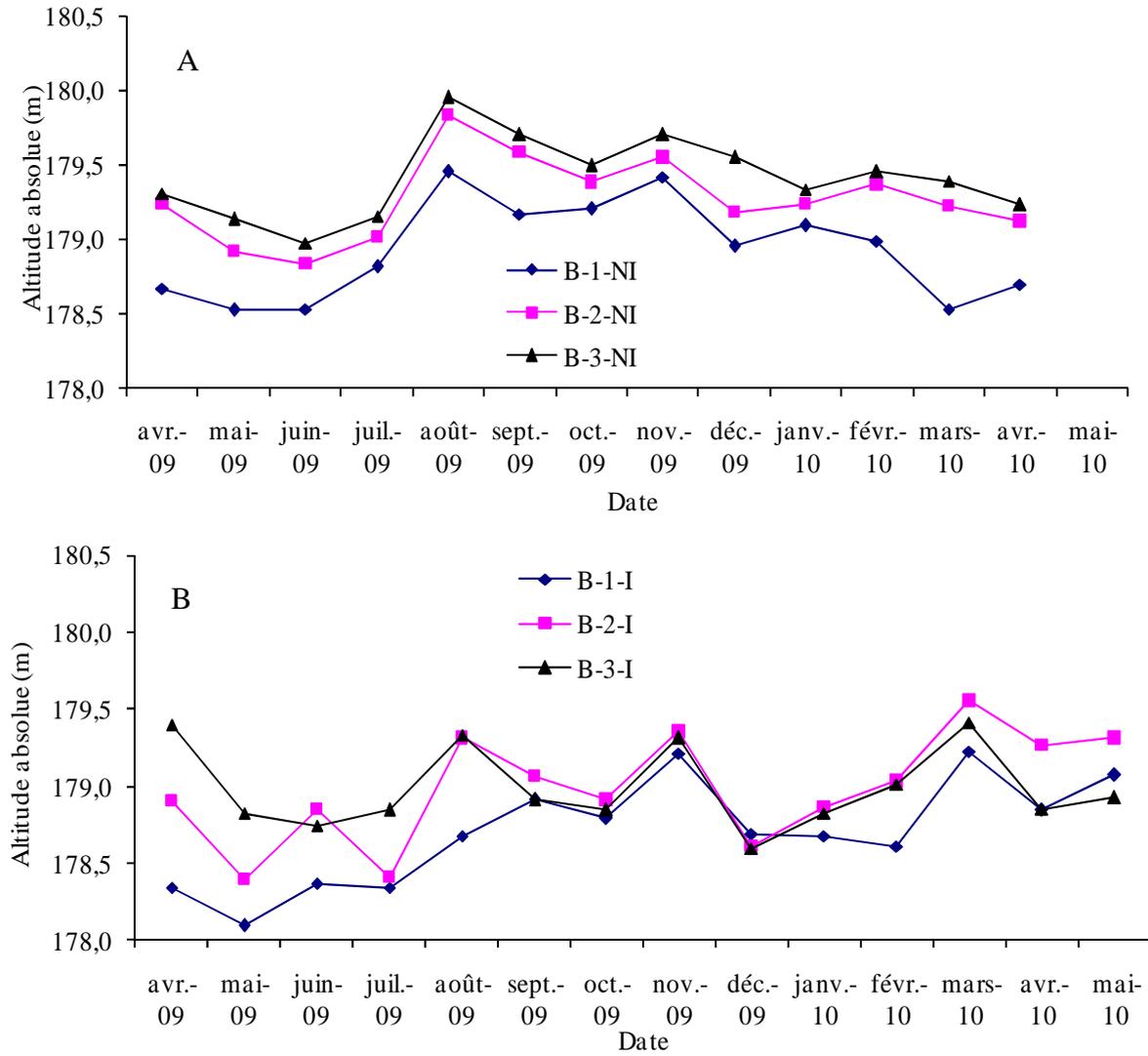


Figure IV.7 : Évolution du niveau piézométrique mensuel moyen de la nappe durant la période de suivi d'avril 2009 à mai 2010 pour les batteries de piézomètres situées en parcelle non irriguée (A) et en parcelle irriguée (B). Le zéro correspond à un point de référence commun aux 3 piézomètres (référence commune par transect).

## ***II 2 Dynamique physico-chimique de la nappe***

### *II 2.1 Analyse globale des données*

#### *Faciès chimique des eaux*

A partir des analyses chimiques des éléments majeurs, nous avons établi le faciès géochimique des eaux de nappe dans un diagramme de Piper (Piper, 1953). Pour les deux transects étudiés (non irrigué ou irrigué), 70 à 85% des cations correspondent à du magnésium et entre 15 et 25% à du calcium, le sodium et le potassium étant en concentrations très faibles. Les anions sont dominés par les sulfates qui représentent 70 à 85 % du total. En considérant les critères de classification géochimique de Durov, (1948), les eaux de la nappe ont donc un faciès chimique du type sulfaté magnésien. Ce faciès est le même en conditions irriguée ou non irriguée. L'ordre d'abondance des cations et des anions est le suivant :

Cations :  $\text{Mg}^{2+} \gg \text{Ca}^{2+} \gg \text{Na}^+ > \text{K}^+$

Anions :  $\text{SO}_4^{2-} \gg \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^{2-} > \text{CO}_3^- > \text{NO}_3^-$

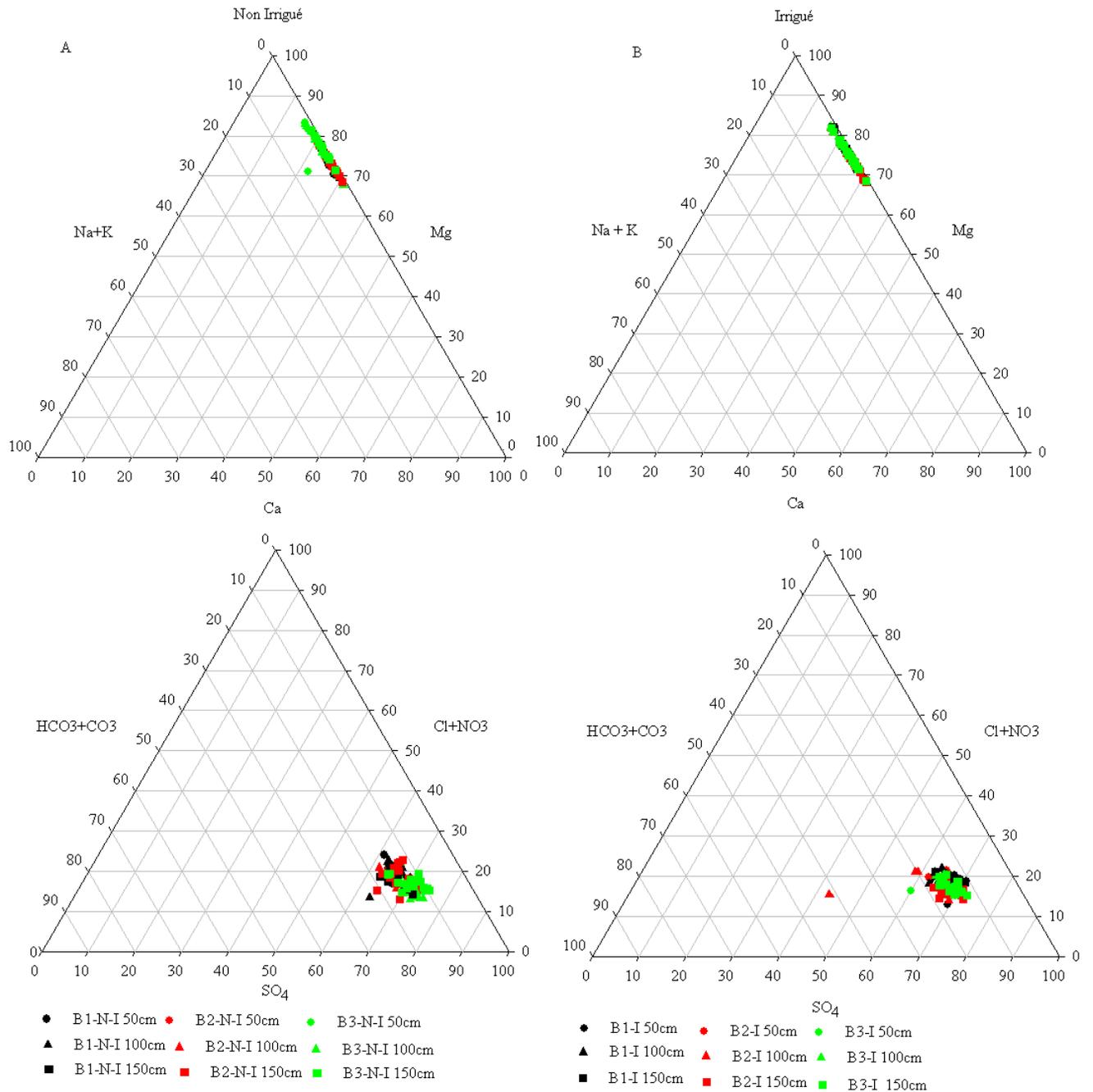


Figure IV.8 - Diagrammes de Piper des eaux prélevées au niveau des différentes batteries en situation non irriguée (A) et en situation irriguée (B), pour toutes les dates de prélèvement.

### *Statistiques descriptives*

Les paramètres statistiques des concentrations en cations et en anions des eaux prélevées sont relativement proches en situations irriguée ou non irriguée (tableau IV.2). Cependant, les gammes de variation de la conductivité électrique (CE) et du pH sont différentes. En situation non irriguée, la CE est comprise entre 0,30 dS/m et 5,28 dS/m avec une moyenne de 2,15 dS/m. Celle-ci est certes proche de la valeur moyenne de 2,31 dS/m observée en contexte irrigué, mais dans celui-ci la gamme de variation de la CE, s'échelonnant entre 0,69 dS/m et 10,28 dS/m, est plus étendue. Le même constat est fait pour le magnésium, les sulfates et les carbonates. En effet en contexte non irrigué le magnésium varie entre 29 méq/l et 72méq/l alors que sa valeur est comprise entre 28méq/l et 57méq/l en contexte irrigué tableau IV.2B. La valeur des sulfates est comprise entre 24 méq/l et 66 méq/l en contexte non irrigué alors qu'elle varie entre 22,60 méq/l et 55méq/l. Enfin les valeurs des carbonates s'échelonne entre 0,55 méq/l et 2,60méq/l en contexte non irrigué tandis qu'elle varie entre 0,48 méq/l et 18,55 méq/l. (tableau IV.2C)

Les valeurs moyennes de pH sont respectivement de 6,10 et 6,83 en conditions non irriguée et irriguée, mais on remarque que le pH varie globalement dans une gamme très large de 4 et 8 dans les deux situations (tableau IV.2A). Les valeurs de pH indiquent que les eaux de la nappe sont légèrement acides.

Tableau IV.2A - Statistiques descriptives de la conductivité électrique et du pH mesurés in situ lors du suivi d'avril 2009 à mai 2010. B-NI : Batterie sur parcelle non irriguée ; B-I : Batterie sur parcelle irriguée.

A		Min.	Max.	Moyenne	Ecart-type	Médiane	1er Quartile	3è Quartile	Effectif
B-NI	CE (dS/m)	0,30	5,28	2,15	1,07	2,10	1,25	3,05	143
	pH	4,13	8,00	6,10	0,79	6,11	5,56	6,65	143
B-I	CE (dS/m)	0,69	10,12	2,31	1,26	1,95	1,36	2,88	222
	pH	4,30	8,05	6,83	0,87	6,83	6,34	7,60	222

Tableau IV.2 - Statistiques descriptives de la conductivité électrique et des teneurs en cations (B) et anions (C) dans les eaux prélevées d'avril 2009 à mai 2010. B-NI : Batterie sur parcelle non irriguée ; B-I : Batterie sur parcelle irriguée.

B		Min.	Max.	Moyenne	Ecart-type	Médiane	1er Quartile	3è Quartile	Effectif
B-NI	CE (dS/m)	0,30	5,28	2,15	1,07	2,10	1,25	3,05	143
	Ca <sup>2+</sup> (méq/l)	6,00	28,00	14,20	6,17	12,00	10,00	19,00	143
	Mg <sup>2+</sup> (méq/l)	29,00	72,00	42,40	9,17	40,00	35,00	50,00	143
	Na <sup>+</sup> (méq/l)	0,23	0,63	0,33	0,08	0,33	0,30	0,35	143
	K <sup>+</sup> (méq/l)	0,12	0,38	0,18	0,06	0,18	0,13	0,23	143
B-I	CE (dS/m)	0,69	10,12	2,31	1,26	1,95	1,36	2,88	222
	Ca <sup>2+</sup> (méq/l)	4,50	26,00	14,62	4,24	14,00	12,00	17,00	223
	Mg <sup>2+</sup> (méq/l)	28,00	57,00	41,24	5,52	41,00	37,00	46,00	223
	Na <sup>+</sup> (méq/l)	0,22	0,55	0,33	0,07	0,32	0,30	0,35	223
	K <sup>+</sup> (méq/l)	0,12	0,32	0,17	0,05	0,16	0,14	0,22	223

C		Min.	Max.	Moyenne	Ecart-type	Médiane	1er Quartile	3è Quartile	Effectif
B-NI	CE (dS/m)	0,30	5,28	2,15	1,07	2,10	1,25	3,05	143
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (méq/l)	24,00	66,00	36,60	9,20	34,00	29,00	43,00	143
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (méq/l)	0,45	1,50	0,79	0,23	0,84	0,59	0,85	143
	Cl <sup>-</sup> (méq/l)	4,05	15,45	8,84	2,92	8,00	7,20	11,35	143
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (méq/l)	0,55	2,60	0,81	0,32	0,80	0,70	0,80	143
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (méq/l)	3,04	14,00	7,39	2,89	6,44	5,54	10,00	143
BI	CE (dS/m)	0,69	10,12	2,31	1,26	1,95	1,36	2,88	222
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (méq/l)	22,60	55,00	36,55	6,18	36,00	32,00	41,00	223
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (méq/l)	0,63	1,40	0,94	0,18	0,85	0,84	1,10	223
	Cl <sup>-</sup> (méq/l)	3,21	13,32	8,57	1,77	8,35	7,25	9,25	223
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (méq/l)	0,48	18,55	0,93	1,20	0,80	0,80	0,90	223
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (méq/l)	2,82	12,45	7,42	1,92	7,24	6,00	8,70	223

### *Corrélations entre les différents éléments*

La matrice des corrélations (tableau IV.3), établie entre les différents paramètres physico-chimiques mesurés, indique que les corrélations les plus élevées sont observées sur le transect non irrigué. On note ainsi une corrélation négative entre le pH et la CE respectivement de  $R = -0,50$  en non irrigué et de  $R = -0,44$  en situation irriguée.

La plupart des éléments chimiques, cations et anions majeurs, sont corrélés positivement entre eux, surtout Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup> et HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (Tableau IV.3), avec des gammes de variation plus étendues en situation non irriguée qu'en irriguée (Figure IV.9). Ces corrélations font apparaître une quasi-égalité entre les concentrations de Mg<sup>++</sup> et de SO<sub>4</sub><sup>—</sup>, avec cependant un léger excès de Mg par rapport à SO<sub>4</sub>. Par contre les concentrations de Ca sont nettement inférieures aux concentrations de SO<sub>4</sub>.

Tableau IV.3: Matrice des corrélations de Pearson réalisée entre les différents paramètres physico-chimiques mesurés dans les eaux prélevées pour toutes les profondeurs et batteries de piézomètres confondues. Les chiffres en gras indiquent une corrélation significative à  $p < 0.05$

		CE	pH	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	CL <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>
B-NI	CE	1,00										
	pH	-0,50	1,00									
	Ca <sup>2+</sup>	0,28	0,07	1,00								
	Mg <sup>2+</sup>	0,34	0,02	0,94	1,00							
	Na <sup>+</sup>	0,06	0,20	0,60	0,58	1,00						
	K <sup>+</sup>	-0,02	0,22	0,29	0,38	0,56	1,00					
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,29	0,05	0,95	0,98	0,56	0,38	1,00				
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,29	0,06	0,80	0,74	0,70	0,10	0,72	1,00			
	Cl <sup>-</sup>	0,46	0,00	0,90	0,89	0,60	0,36	0,86	0,75	1,00		
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	0,17	-0,07	-0,01	0,11	-0,02	-0,04	0,09	-0,02	-0,08	1,00	
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,22	0,13	0,94	0,89	0,61	0,19	0,89	0,82	0,83	0,01	1,00
B-I	CE	1,00										
	pH	-0,44	1,00									
	Ca <sup>2+</sup>	0,14	0,27	1,00								
	Mg <sup>2+</sup>	0,27	0,01	0,77	1,00							
	Na <sup>+</sup>	0,24	0,01	0,07	0,26	1,00						
	K <sup>+</sup>	0,29	-0,16	-0,10	0,15	0,28	1,00					
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,21	0,10	0,87	0,92	0,10	0,08	1,00				
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,21	0,23	0,51	0,45	0,00	0,03	0,49	1,00			
	Cl <sup>-</sup>	0,30	0,00	0,64	0,77	0,35	0,20	0,66	0,22	1,00		
	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	-0,04	0,07	-0,01	-0,04	-0,02	-0,08	-0,08	-0,01	0,04	1,00	
	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,11	0,20	0,83	0,77	0,18	-0,20	0,75	0,41	0,59	0,07	1,00

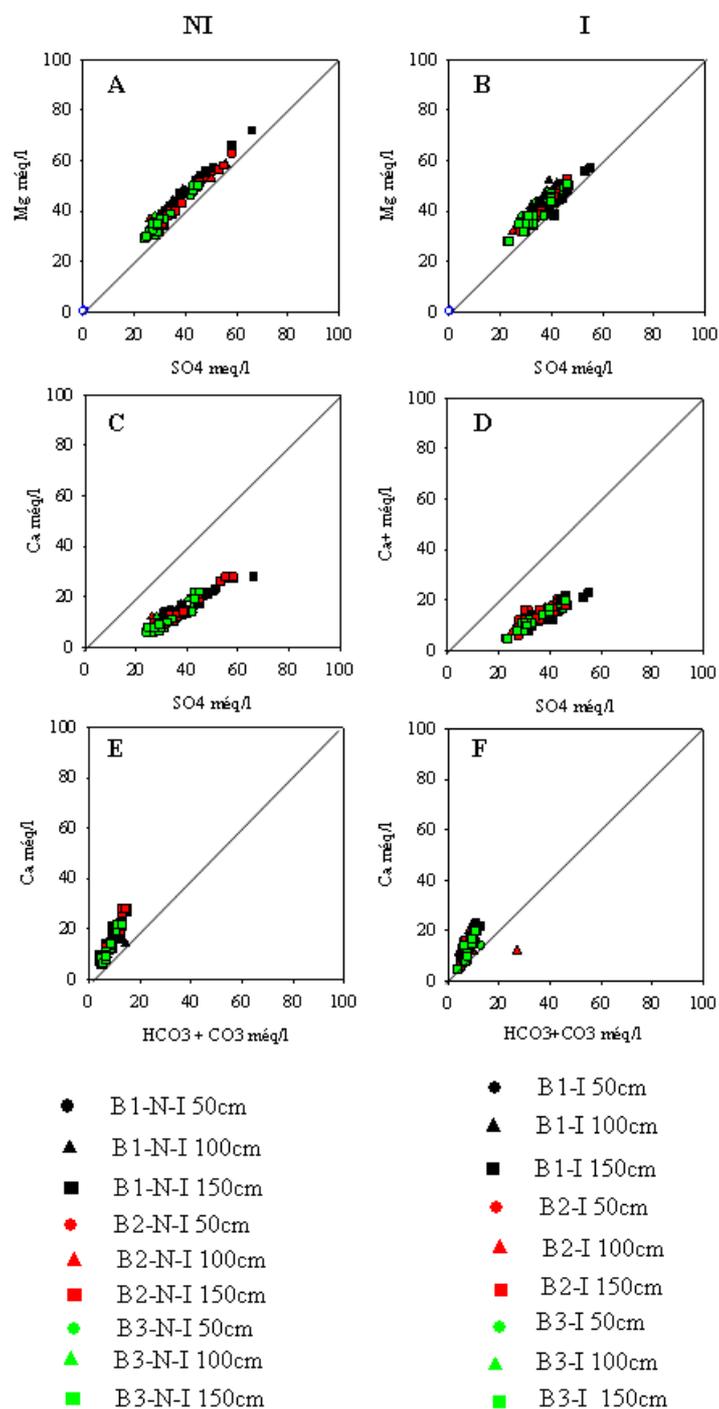


Figure IV.9 - Relation entre magnésium et sulfate (A, B); calcium et sulfate (C, D) ; calcium et  $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$  en situations non irriguée (NI) et irriguée (I), pour toutes les dates de prélèvement.

## II 2.2 Dynamique spatiale de la composition chimique de la nappe

### II 2.2.1 Effet site

L'analyse statistique de la variation des concentrations en calcium, magnésium et sulfate en fonction de la position des batteries montre des variations significatives. On rappelle ici que les lettres a, b, c sont utilisées pour désigner des moyennes ou médianes des paramètres physicochimiques statistiquement différentes. Seules les batteries proches de la digue sont significativement différentes ( $p < 0.01$ ) des autres batteries, aussi bien en irrigué qu'en non irrigué (figure IV.10). Les teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  diminuent des batteries B-1 vers les batteries B-3 c'est-à-dire en s'éloignant de la digue et du fleuve.

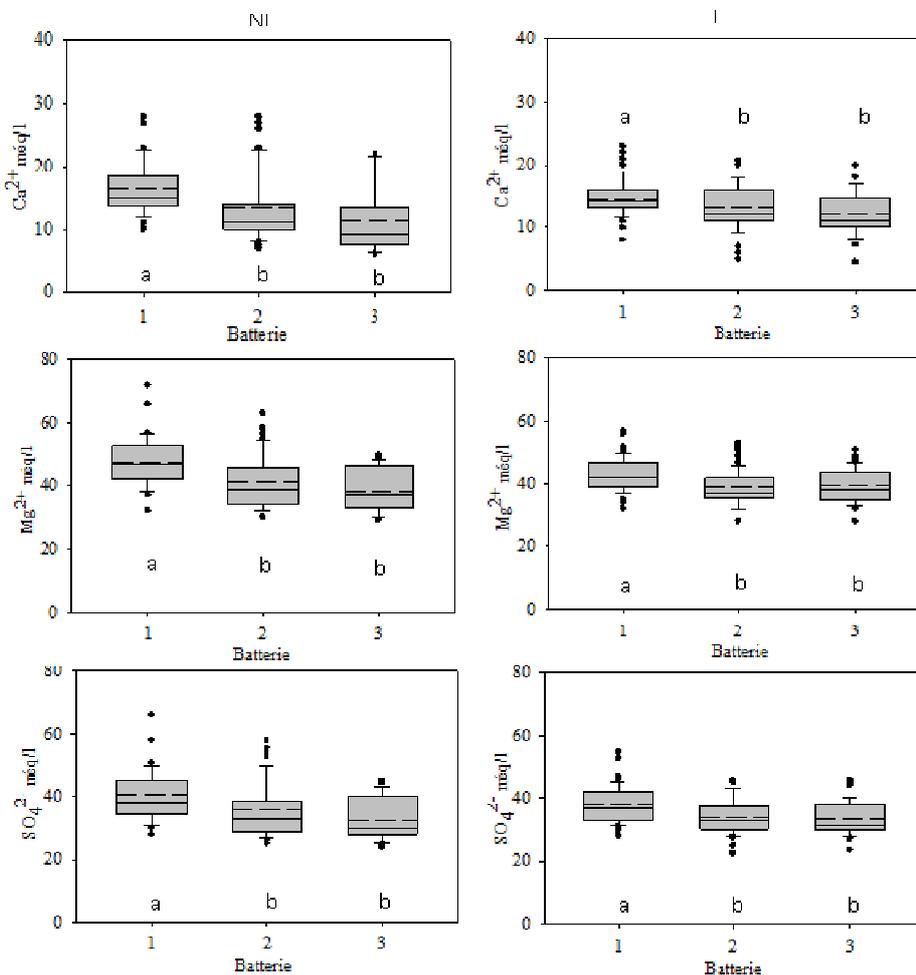


Figure IV.10: Box-plots montrant la distribution des teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  mesurées dans les piézomètres en fonction de la position des batteries et comparaison des moyennes (t-test) ou médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.

La conductivité électrique diminue significativement ( $p < 0.01$ ) de la batterie B-1-NI vers la batterie B-3-NI sur le transect non irrigué (NI) (figure IV.11). Sur le transect irrigué, cette diminution n'est pas significative. A l'inverse, la valeur médiane du pH croît des batteries B-1 vers les batteries B-3 sans présenter de variation significative ( $p < 0.01$ ).

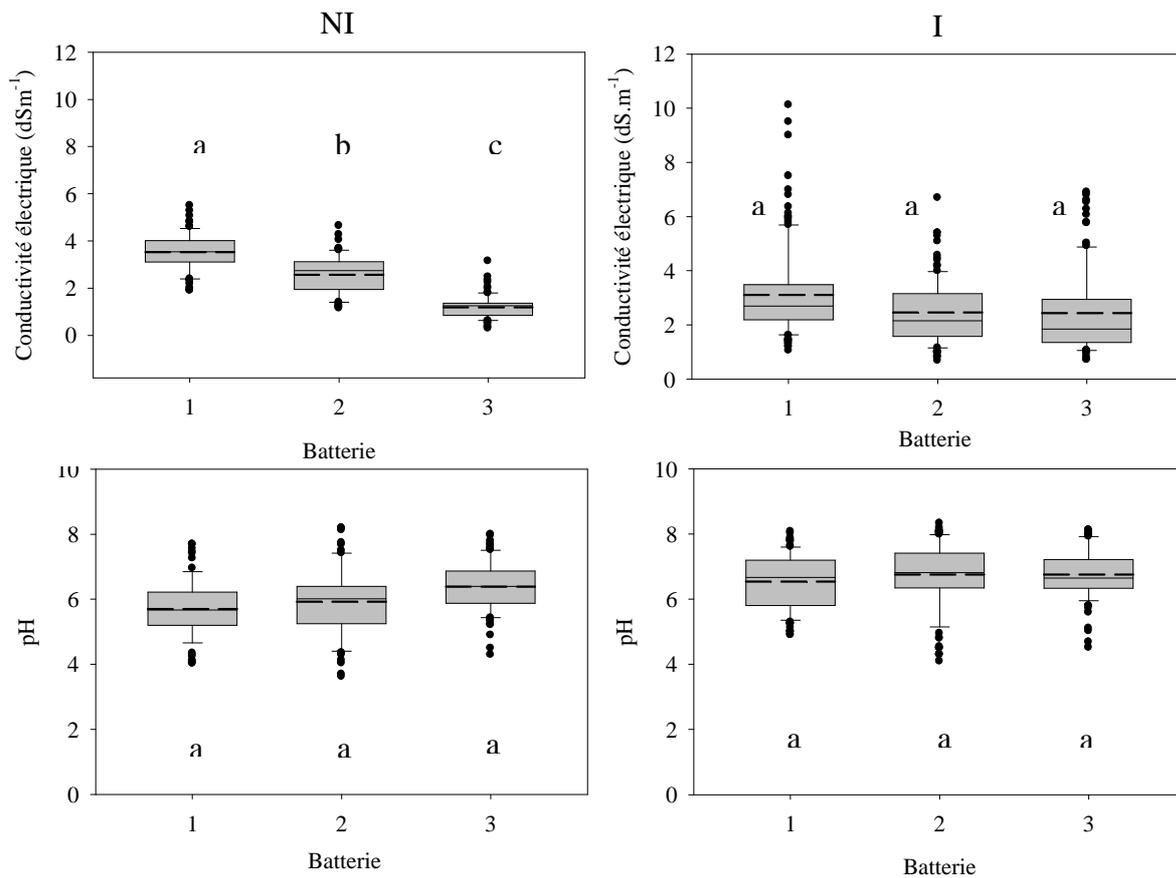


Figure IV.11: Box-plots montrant la distribution des valeurs de conductivité électrique et du pH mesurées dans les piézomètres en fonction de la position des batteries et comparaison des moyennes ( $t$ -test) ou des médianes ( $U$ -test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.

### II 2.2.2 Effet profondeur

On n'observe pas de variation significativement différente ( $p < 0,01$ ) des concentrations moyennes ou médianes en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  en fonction de la profondeur de prélèvement de l'eau de la nappe (figure IV.12). L'étendue de variation des concentrations apparaît néanmoins plus forte à la profondeur de 150 cm, surtout en situation non irriguée, ce qui

correspond à un nombre de prélèvements analysés plus important, en particulier en saison sèche quand les piézomètres de surface ne contenaient pas d'eau.

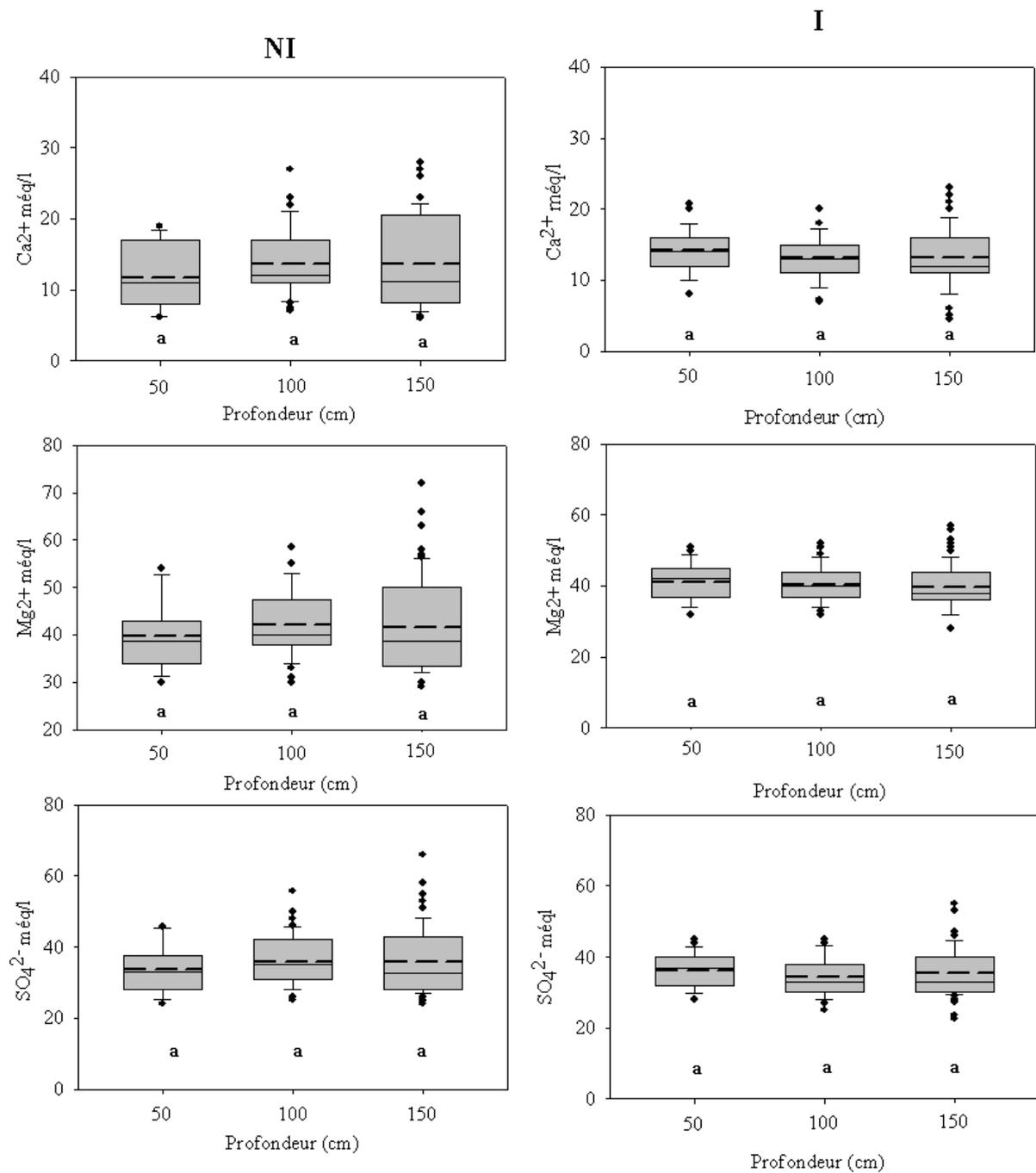


Figure IV.12: Box-plots montrant la distribution des valeurs de  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  et  $SO_4^{2-}$  mesurées dans les piézomètres en fonction de la profondeur de prélèvement et comparaison des moyennes (t-test) ou des médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.

De même, on n'observe pas sur la figure IV.13 de variation statistiquement significative ( $P < 0.01$ ) de la CE et du pH en fonction de la profondeur sur les deux transects. En condition non irriguée, on note une étendue plus grande des variations du pH de l'eau de la nappe avec la profondeur.

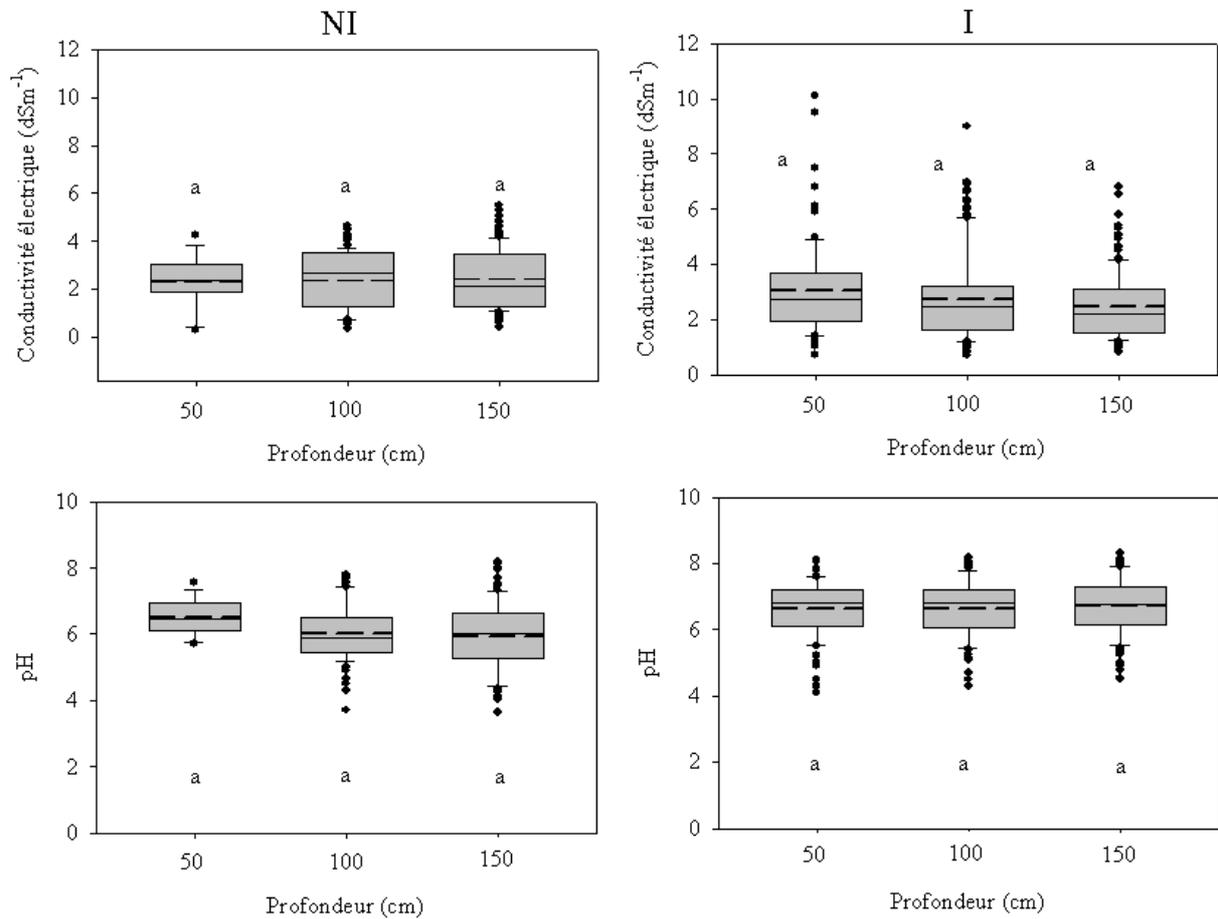


Figure IV.13: Box-plots montrant la distribution des valeurs de conductivité électrique et du pH mesurées dans les piézomètres en fonction de la profondeur de prélèvement et comparaison des moyennes (t-test) ou des médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.

### II 2.3 Dynamique temporelle de la composition chimique de la nappe

L'évolution dans le temps de la composition chimique des eaux de nappes a été étudiée en considérant la somme des cations (figure IV.14).

- Sur le transect non irrigué

La batterie B-1-N-I à 50 cm on a une diminution de la concentration ionique de 70 à 60 méq/l

en septembre 2009 (fin de la saison des pluies). A 100cm et 150cm la diminution se prolonge beaucoup jusqu'à novembre. A partir de février à mai 2010 on a une augmentation qui dépasse les valeurs des concentrations de l'année précédente. La même observation est faite sur la B-2-N-I et la B-3-N-I. Ces dernières présentent une augmentation légère d'avril 2009 à novembre 2009

- *Sur le transect irrigué*

Très peu de différences entre les profondeurs comme indiqué déjà dans le paragraphe II.2.2.2

Néanmoins sur la B-1-I les valeurs des cations diminuent avec la profondeur. Les valeurs les plus élevées sont observées à 50 cm avec une diminution entre avril 2009 et juin 2009 de 68 méq/l à 58 méq/l suivi d'une augmentation en juillet alors que les valeurs ne varient pas beaucoup à 150cm. Puis on a une baisse des valeurs en Août 2009 et jusqu'en janvier 2010. A partir de février 2010 les valeurs des cations remontent pour même dépasser celle de l'année précédente c'est le cas d'avril-mai 2009 comparé à avril-mai 2010. De plus on a une inversion des tendances, la salinité devient plus élevée en profondeur qu'à surface. Les batteries B-2-I et B-3-I se comportent de la même manière avec des valeurs plus faibles

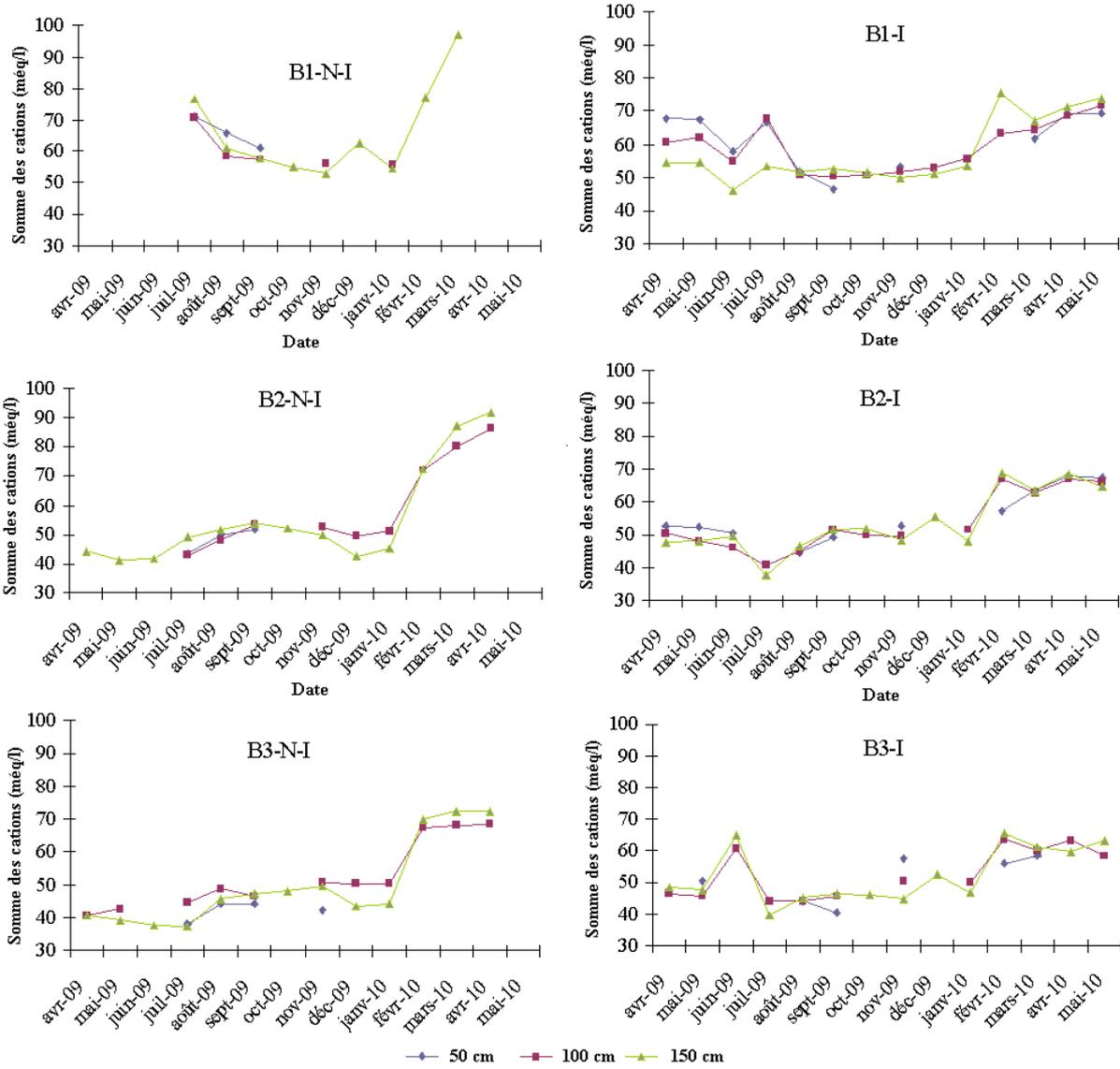


Figure IV.14 - Dynamique temporelle des moyennes mensuelles de la somme des cations des eaux prélevées dans les piézomètres

### III Discussion

#### *III.1 Impact de l'irrigation et/ou de la pluie sur la dynamique hydrologique de la nappe*

Même si le gradient hydraulique indique un sens potentiel d'écoulement des batteries B-3 vers les batteries B-1 donc vers le fleuve, cet écoulement latéral est vraisemblablement faible. En effet, le gradient est toujours inférieur à 0.01 m/m et la conductivité hydraulique à saturation est de l'ordre de  $2,5 \cdot 10^{-8}$  m/s. D'ailleurs ce gradient reste relativement constant tout au long de l'étude surtout sur le transect non irrigué.

Sur le transect non irrigué, la dynamique hydrologique de la nappe semble contrôlée par la pluie, puisque son niveau augmente fortement pendant la saison des pluies (de juin à août) et diminue progressivement lorsque la pluie s'arrête et que l'évapotranspiration augmente. Cet effet de la pluie est moins marqué pour B2-NI et B3-NI, qui reçoivent peut-être un peu d'eau d'irrigation à cause de leur plus grande proximité à la zone irriguée.

Il semble ne pas y avoir d'effet direct du débit du fleuve sur le niveau de la nappe : le fleuve est à son plus haut niveau en décembre-janvier (Fig. IV.5), alors qu'on est localement en saison sèche (Fig. IV.3) ; au cours de cette même période, le niveau de la nappe sur le transect non irrigué diminue significativement (Fig. IV.6). Il ne semble donc pas y avoir de connexion directe entre la nappe du fleuve et la nappe superficielle du périmètre irrigué, y compris en période de crue du fleuve. Ceci peut s'expliquer par la dénivelée importante (plus de 10 m) entre la surface du périmètre irrigué et le lit du fleuve à l'étiage et à la présence de la digue formée d'un matériau très compact. Le gradient hydraulique de la nappe étudiée reste ainsi toujours dirigé depuis le centre du périmètre vers la digue, y compris au moment de la crue du fleuve (Fig. IV.7).

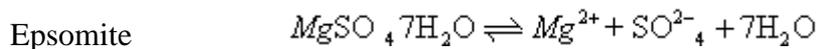
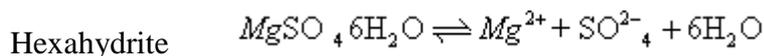
Sur le transect irrigué, l'effet de l'irrigation domine par rapport à l'effet de la pluie ce qui induit un niveau de nappe nettement plus fluctuant que sur le transect précédent. Parmi les pics observés du niveau piézométrique, celui du mois d'août peut être associé à l'augmentation de la pluie, alors que ceux de novembre et de mars 2010 correspondent à de forts apports d'eau par l'irrigation.

La nappe est plus superficielle sur tout ce transect par rapport au transect non irrigué, en

particulier en dehors de la saison des pluies (début et fin de la période d'étude). La batterie B-2-I qui a reçu les plus grandes quantités d'eau d'irrigation présente le niveau piézométrique le plus élevé, ce qui confirme que la dynamique de la nappe est principalement contrôlée par des apports d'eau de surface, qu'il s'agisse d'eau de pluie ou d'eau d'irrigation. L'influence de l'irrigation sur la fluctuation de la nappe dans les périmètres irrigués a déjà été rapporté par des auteurs (Khang et al, 2001; Çulu et al 2010)

### **III.2 Hypothèses sur les processus géochimiques à l'origine de la composition chimique de la nappe.**

Le faciès chimique sulfaté-magnésien des eaux provient vraisemblablement de la dissolution de l'hexahydrate et de l'epsomite, présents dans les sols et très solubles. Leur dissolution libère en solution autant de moles de Mg que de SO<sub>4</sub>, selon les réactions :



La comparaison de la composition chimique de la nappe avec les constantes de solubilité K<sub>s</sub> de ces sels confirme cette hypothèse.

Pour l'hexahydrate, log K<sub>s</sub> = -1,64 à 25°C soit K<sub>s</sub> = 0,023 ; pour l'epsomite, log K<sub>s</sub> = -1.88 à 25°C soit K<sub>s</sub> = 0.013 (Harvie & Weare, 1980 ; cité dans Risacher & Fritz, 1984).

Les activités des ions utilisées dans le calcul des équilibres sont bien différentes des concentrations dès lors que la conductivité électrique est élevée. Elles ont été calculées à 25 °C à l'aide du programme de spéciation géochimique PHREEQC (Parkhurst, et al., 1980), à partir des concentrations totales de tous les ions en solution.

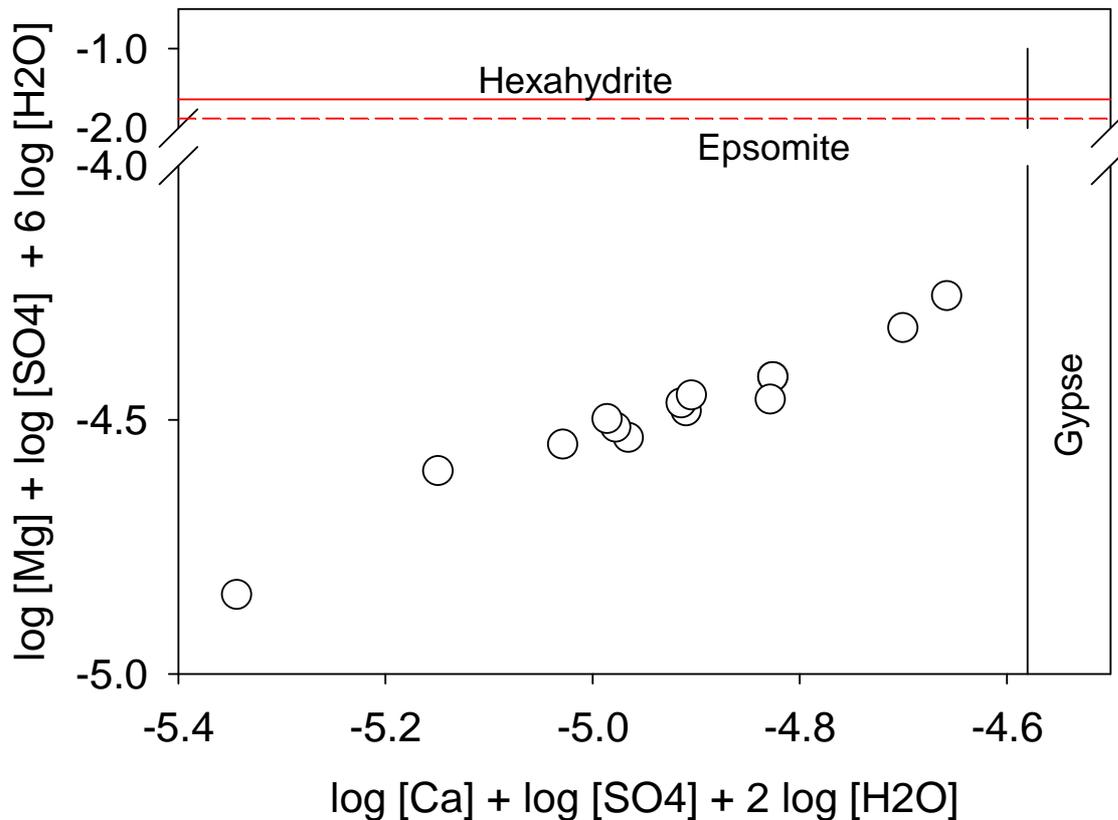
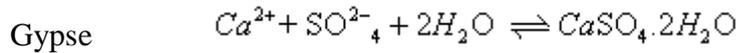


Figure IV.15 - Place des eaux de nappe dans le diagramme d'équilibre des sels sulfatés

Si le produit  $[\text{SO}_4^{2-}] [\text{Mg}^{++}] [\text{H}_2\text{O}]^6 < 0,023$ , les eaux sont sous-saturées par rapport à l'hexahydrate qui peut donc s'y dissoudre. De même pour l'epsomite. L'activité des sels solides est supposée égale à 1. On constate que toutes les eaux de nappe prélevées sont sous-saturées par rapport à ces sels qui peuvent donc s'y dissoudre (Figure IV.15).

Ainsi la forte corrélation observée entre les concentrations de Mg et de  $\text{SO}_4$  est vraisemblablement due à la dissolution congruente de ces sels. On observe cependant un excès de (Mg) par rapport à ( $\text{SO}_4$ ) (Figure IV.9) qui peut être discuté à partir de l'étude de l'équilibre des eaux avec le gypse, autre sel présent dans les sols.



Avec  $\log K_s = -4,58$  à  $25^\circ C$ , soit  $K_s = 2,63 \cdot 10^{-5}$  dans le programme PREEQC

Cette valeur de  $K_s$  diffère légèrement selon les sources :  $\log K_s = -4,63$  à  $25^\circ C$  soit  $K_s = 2,34 \cdot 10^{-5}$  (Harvie & Weare, 1980; Risacher & Fritz, 1984). Droubi et al (1976) présentent pas moins de 10 valeurs de  $K_s$  différentes et retiennent dans leurs travaux  $\log K_s = -4,85$  à  $25^\circ C$  soit  $K_s = 1,41 \cdot 10^{-5}$ .

Il apparaît alors que les eaux de nappe apparaissent soit sous-saturées par rapport au gypse soit très proches de l'équilibre, voire légèrement sursaturées selon la constante de solubilité utilisée. La dissolution congruente du gypse libère autant de moles de Ca que de  $SO_4$ .

Une dissolution simultanée des trois sels sulfatés pourrait conduire aux bonnes corrélations observées sur la Figure IV.9. L'excès de Mg par rapport à  $SO_4$  laisse plutôt supposer une reprécipitation de gypse qui diminue relativement la concentration de l'anion.

Une interrogation sur l'origine de Ca demeure cependant. En effet, la somme (Ca) + (Mg) est supérieure à ( $SO_4$ ) ce qui n'est possible que si Ca provient d'une autre source que  $CaSO_4$ . Par ailleurs les concentrations de Ca sont relativement élevées dans les eaux, alors que celles-ci sont très proches de la saturation par rapport au gypse qui ne peut donc être une source importante de Ca.

Des hypothèses peuvent donc être formulées sur la dynamique géochimique des eaux. L'eau de pluie ou l'eau d'irrigation, étant très peu concentrées, dissolvent l'hexahydrate, l'epsomite et le gypse en s'infiltrant dans le sol. Elles rejoignent la nappe au contact de laquelle les sels magnésiens continuent à se dissoudre. Les eaux prélevées n'atteignent jamais l'équilibre avec ces minéraux. Mais il est tout à fait vraisemblable que leur évaporation à la surface du sol, qui augmente très fortement les concentrations des ions, soit responsable des efflorescences salines observées. Par contre, la proximité des eaux avec la droite de solubilité du gypse laisse supposer une alternance de dissolution – reprécipitation de ce minéral, possible à tous les niveaux de la nappe. La précipitation se produit en phase d'évaporation ou avec l'augmentation du temps de résidence de l'eau dans le sol.

### ***III. 3 Impact de l'irrigation et/ou de la pluie sur la variation des paramètres physico-chimiques de la nappe***

Les eaux ont toutes le même faciès géochimique sulfaté magnésien (Figure IV.8) et se différencient le long d'un gradient de dilution-évaporation unique (Figure IV.9). Ce que confirment les différences non significatives observées en fonction de la profondeur. De plus le regroupement des points observés sur le transect irrigué (Figure IV.9) est imputable à un effet de dilution. Le faciès sulfaté magnésien déjà rapporté par Guéro, (2000) indique que la conductivité électrique de l'eau de la nappe est contrôlée par les sulfates et le magnésium.

Deux hypothèses peuvent expliquer les plus fortes concentrations mesurées dans les deux batteries B1 situées près de la digue. Il est possible que ces batteries reçoivent des sels lessivés à partir de la zone irriguée à la faveur de la pente topographique en direction de la digue et du gradient hydraulique de la nappe. Sur le transect non irrigué, nous avons observé sur les deux autres batteries de piézomètres que l'eau de la nappe pouvait être alimentée par de l'eau provenant de l'irrigation de parcelles cultivées à proximité.

Sur le transect non irrigué, l'évolution de la salinité dans la nappe de la batterie B1-NI (Figure IV.14) correspond bien au cycle saisonnier de la pluie (eaux de la nappe plus diluées) et de l'évapotranspiration (eaux de la nappe plus concentrées), qui déjà déterminait clairement la dynamique hydrologique de la nappe. Les sels solubles sont transportés dissous dans l'eau et s'accumulent dans l'endroit où l'eau est évaporée (Ben Hassine, 2005). L'effet de l'évaporation est aussi bien marqué sur les batteries B2-NI et B3-NI. Par contre l'absence de dilution des eaux de la nappe observée en saison des pluies est difficile à expliquer.

Sur le deuxième transect irrigué, l'irrigation des parcelles avec des eaux relativement peu concentrées n'influe pas sur le niveau de salinité de l'eau de la nappe, qui est sensiblement le même qu'en situation non irriguée (Figure IV.14). Par contre l'irrigation atténue la forte augmentation des teneurs en cations en février par comparaison avec la situation non irriguée.

De façon générale, la salinité de l'eau de la nappe sur ce transect irrigué est plus faible en 2009 qu'en 2010 où l'irrigation a été moins importante.

La présence de l'eau à 50 cm de profondeur dans les piézomètres proche de la digue et loin des parcelles irriguées indique que l'eau de submersion provenant de la pluie ou de l'irrigation se retrouve dans les piézomètres à 50 cm de profondeur, du fait de la présence de

fentes de retrait. On récupère du sel qui s'est précipité à la surface du sol par capillarité lors de dessèchement des sols. Northey et al. (2006) ont noté la contribution de la nappe phréatique à la salinité des sols par remontée capillaire.

La combinaison irrigation et saison des pluies fait baisser la salinité, par rapport à une période où il y a certes l'irrigation, mais également une très forte remontée capillaire. En saison des pluies ou lors d'une irrigation, la surface du sol se dessale par lixiviation induisant une augmentation du taux de salinité de l'eau localisée à cette profondeur. Avec l'avancement de la saison des pluies, la charge hydraulique complémentaire induite par les précipitations dilue progressivement la salinité de l'eau de la nappe. Il y a un effet saisonnier qui est plus marqué sur les batteries proches de la digue.

L'irrigation semble jouer un rôle important sur les valeurs élevées de la salinité observées à 50 cm de profondeur dans la B-1-I. L'eau d'irrigation a un sens d'écoulement allant de la B-3-I à la B-1-I avec très souvent des connexions entre les parcelles. Les sels vont alors être drainés par ruissellement gravitaire pour se retrouver dans les parcelles plus proches de la digue.

## **Conclusion**

La dynamique de la nappe est contrôlée par la pluie et l'évaporation en situation non irriguée alors qu'en contexte irrigué c'est l'irrigation qui domine. Il n'existe pas d'effet visible du fleuve sur le fonctionnement hydrologique de la nappe.

Cette étude nous permis de révéler l'existence d'une nappe homogène en termes de faciès géochimique de type sulfaté magnésien en évaporation comme en dilution. Leur faciès sulfaté-magnésien est dû à la dissolution d'hexahydrate et epsomite, dont la présence a été identifiée dans les sols et qui sont instables au contact de la nappe. Les eaux ont un comportement moins net vis-à-vis du gypse, un autre sel identifié, qui pour de faibles variations des conditions géochimiques (dilution ou évaporation) se dissout ou précipite au contact de la nappe. Il n'y a pas de variation significative de la salinité de la nappe avec la profondeur. L'origine de la salinité de la nappe est imputable aux minéraux de sel existant dans la matrice du sol.

## Chapitre V

### Suivi de la désalinisation d'un sol par prospection électrique

#### Introduction

Ce chapitre orienté sur la désalinisation des parcelles agricoles souffrant d'un excès de sels sur le périmètre irrigué de Kollo est composé de deux parties. La première partie est axée sur le suivi dans l'espace et dans le temps par une méthode géophysique (prospection électrique) de l'évolution de la salinité du sol d'une placette expérimentale de 100m<sup>2</sup> soumise à des expériences de désalinisation par des cycles successifs de submersions en eau puis de drainage. Elle est présentée sous la forme d'un article soumis à la revue *Agricultural Water Management*. Cet article a été accepté avec révision mineures. La deuxième partie de ce chapitre est axée sur l'efficacité comparée de deux modalités de désalinisation du sol différant en termes de quantité d'eau apportée par les cycles submersion/drainage successifs.

Dans ce chapitre, pour faciliter l'interprétation de l'évolution dans l'espace et dans le temps des mesures géophysiques en lien avec les variations de la salinité du sol au cours des expériences de désalinisation menées, les valeurs de résistivité électrique apparente ( $\Omega.m$ ) acquises seront transformées en leur valeur inverse de conductivité électrique apparente (ECa en dS/m). Ainsi, la ECa du sol évoluera de manière similaire à la conductivité électrique d'extrait aqueux 1/5 (EC) caractérisant la salinité du sol.

## **1ère partie - Suivi spatiotemporel de la salinité d'un sol rizicole par prospection électrique de surface.**

Cette première partie, qui a fait l'objet d'un article soumis à la revue *Agricultural Water Management*, teste la capacité d'une méthode géophysique de surface, dite de prospection électrique, à suivre dans l'espace et dans le temps l'évolution de la salinité du sol lors d'expériences de désalinisation.

### *Résumé français:*

La salinisation menace la durabilité de nombreux périmètres d'irrigation des régions rizicole du monde ; les périmètres rizicoles irrigués de l'Afrique de l'Ouest ne font pas exception. Dans les régions arides d'Afrique de l'Ouest, plusieurs périmètres irrigués rizicoles sont établis le long des principaux fleuves sur des Vertisols fertiles. La faible infiltrabilité des Vertisols et l'importante demande évaporative sont les principales causes de leur salinisation. La désalinisation de ces sols est nécessaire pour maintenir la durabilité et la productivité des cultures de riz irriguées. Cependant, contrôler l'efficacité des méthodes de désalinisation mise en œuvre nécessite de pouvoir suivre l'évolution de la teneur en sels du sol dans l'espace et dans le temps. L'objectif de cette étude est de tester la capacité d'une méthode géophysique de surface, la prospection électrique à suivre les variations spatio-temporelles de la salinité du sol présent dans une parcelle expérimentale de 100 m<sup>2</sup> sur le site de Kollo (Niger). La méthode de désalinisation employée met en œuvre des submersions successives du sol par irrigation avec une évacuation de l'eau non infiltrée et chargée en sel, le lendemain de chaque apport. Une parcelle expérimentale de 100 m<sup>2</sup> (10 m x 10 m) a été délimitée dans un casier abandonné du périmètre irrigué du fait d'une salinité devenue trop élevée pour la culture du riz. Sept campagnes d'acquisition de données décrivant 6 expériences successives de désalinisation des sols ont été réalisées entre le 13 juillet et 24 septembre 2009. Pour chaque campagne, (i) des mesures de conductivité électrique apparente (CEa) ont été réalisées sur

281 nœuds d'une grille à mailles triangulaires en utilisant un quadripôle d'électrodes de configuration Wenner. A chaque emplacement, les mesures sont réalisées avec deux espacements des électrodes (10 et 30 cm) permettant d'avoir deux profondeurs d'investigation. Des prélèvements de sols sont également effectués aux 28 nœuds d'une grille à mailles triangulaires et selon 3 profondeurs (0-10, 10-20 et 20-40 cm) pour mesurer sur chaque échantillon la conductivité électrique CE 1 :5 et la salinité totale de l'échantillon. Des bilans d'eau et de sels sont calculés pour l'ensemble des expérimentations. Ainsi les données collectées permettent d'évaluer l'efficacité des pratiques de désalinisation. La méthode de désalinisation testée est plus efficace dans l'horizon de surface que dans les horizons plus profond. Durant la période de suivi, on mesure une diminution significative de la CE 1:5 en moyenne de 0,73 ; 0,63 et 0,34 dS.m<sup>-1</sup> et une évacuation d'un stock de sel de 40,4, 35,6 et 38,0 kg respectivement dans les couches de sol 0-10, 10-20 and 20-40 cm. Les mesures de CEa sont corrélées aux CE 1:5 et aux stocks des sels sans influence significative de la teneur en eau du sol. La corrélation la plus élevée (R=0,57) est observée entre la CEa mesurée avec l'espacement des électrodes de 30 cm et la CE 1:5 de la couche de sols superficielle (0-10 cm).

Ainsi, une prospection électrique effectuée sur un sol saturé en eau mais sans flaque en surface permet la détection des variations de salinité du sol dans l'espace et dans le temps avec une fine résolution spatiale. Cependant, sa profondeur d'investigation limitée en présence d'une couche d'argile électriquement conductrice située en surface est une limite de la méthode pour suivre les variations de salinité sur l'ensemble de l'épaisseur du sol dans le cas des Vertisols salés utilisés pour la culture du riz irrigué

**Applicability of Electrical resistivity prospecting for in-situ subsurface spatio-temporal monitoring of saline irrigated paddy fields: A case study of a desalinization experiment conducted on vertisols in Kollo, Niger**

Issifou ADAM<sup>1 2</sup>, Didier MICHOT<sup>1</sup>, Yadji GUERO<sup>2</sup>, BOUBACAR soubega<sup>2</sup>, ISSAKA MOUSSA<sup>2</sup>, GILLES dutin<sup>1</sup>, Christian WALTER<sup>1</sup>

1. UMR 1069 Sol-AgroHydrosystèmes-Spatialisation (SAS), Agrocampus-Ouest / INRA, 65 rue de St Briec - CS 84215, 35042 Rennes Cedex, France. *E-mail: iadam@agrocampus-ouest.fr* *Tel: +33 (0)2.23.48.54.38 – Fax: +33 (0)2.23.48.54.30*

2. Université Abdou Moumouni Dioffo Niamey, Faculté d'Agronomie, Laboratoire Science du Sol BP 10960 – Niamey (NIGER) *E-mail : fagrony@refer.ne* *Tel.: +227 20.31.52.37 – Fax: +227 20.31.66.12*

**Abstract:**

Salinization of irrigated paddy fields threatens large areas of the world, particularly in irrigation perimeters along major rivers of western Africa. Desalinization of these heavy clay vertisols is hampered by low infiltration rates and difficulties in monitoring the salt content in soil over time. The aim of this study was to assess the ability of a non-destructive electrical resistivity method to monitor spatially and temporally the salinity changes of an acid saline vertisol from Kollo (Niger) during a desalinization experiment. In an experimental plot of 100 m<sup>2</sup> inside an irrigated paddy field, 7 data acquisition campaigns were performed from 13 July to 24 September 2009. During this period, 12 consecutive irrigations of 60 mm each were applied. At the initial state, and after two consecutive irrigations, 281 apparent electrical conductivity (EC<sub>a</sub>) measurements were collected in water-saturated soil conditions according to a systematic sampling strategy using a Wenner electrode array with two electrode spacings (10 and 30 cm). Simultaneously, soil samples were collected at 28 locations at 3 soil depths

(0-10, 10-20, and 20-40 cm) to measure: i) electrical conductivity of 1/5 diluted aqueous soil extract (EC1/5) and ii) total salinity (dry residue of the water extract). Water and salt balances were estimated during the experiment. Salinity remediation by flood irrigation and consecutive water removal was more efficient for the topsoil layer than for deeper horizons. During the monitoring period, we measured a significant decrease of EC1/5, with a mean of  $0.73\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$ ,  $0.63\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$  and  $0.34\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$ , and a removal of salt stocks of 40.4 kg, 35.6 kg and 38.0 kg in the 0-10, 10-20 and 20-40 cm soil layers, respectively.  $\text{EC}_a$  measurements were correlated to EC1/5 of soil-water extracts and salt stocks with no significant influence on the soil water content. The highest correlation ( $R=0.57$ ) was observed between  $\text{EC}_a$  measured with an electrode spacing of 30 cm and EC of 1/5 diluted aqueous extract from the upper soil layer (0-10 cm). More effective than other methods, the  $\text{EC}_a$  survey used in saturated conditions allowed the detection of spatial and temporal salinity changes of the shallow layer (0-10 cm) during the experiment with a high spatial resolution. Nevertheless, its limited investigation depth in the presence of a conductive layer on the topsoil, was a limit to monitoring salinity changes in the entire soil profile in the presence of deep saline vertisols located in irrigated paddy fields.

Keywords: electrical resistivity method, salinity monitoring, vertisols, desalinization, irrigated paddy, Niger

## **Introduction**

Water deficit limits the development of agriculture in countries with arid and semi-arid climates. The introduction of irrigation has enabled the development of highly productive arable land in these areas and significantly contributed to the increase of agricultural production and the improvement of the quality of life. Ultimately, to achieve food self-sufficiency, the development of irrigation is expected to grow even larger where water resources are available. This is also the case along the major rivers arid parts of western Africa where irrigated perimeters should drastically increase over the next decades (FAO, 2005; Douaoui et al., 2006). Nevertheless, large-scale irrigation practices change the functioning of soils and sometimes lead to a decrease in their fertility through soil

salinization. Low yields and abandonment of cultivated land due to soil salinity limit the development of agriculture.

It is essential to propose measures that improve such saline soil types. Several methods have been proposed to reclaim saline soils depending upon the environment and available resources.

The leaching of salt is the most common technique used in areas where available water is not limited. For instance, Qadir et al. (2000) show that continuous accumulation of water on the soil surface eliminates 70 percent of soluble salts initially present in a saline soil profile with medium-textured soils, in which the water amount used is equivalent to the soil thickness concerned. This water can be reduced by intermittent accumulation on fine textured soils. In this case, one-third of the water volume can be used to achieve 70% of salt removal (Hoffman, 1986). The unsaturated conditions under sprinkler irrigation systems can reduce salt levels via convection and diffusion transport. Rhoades (1998) showed that this technique even can correct inefficient leaching caused by preferential flow in cracks developed on fine textured soils. The flushing technique for surface salts may be used in soils containing visible salt crusts, a shallow water table, or an impermeable layer located near the soil surface. This technique has eliminated 0.1% of salt to a depth of 0.3 m in a silty clay soil (Reeve et al, 1955), and up to 7% in powdered gypsum-treated saline-sodic soils (Qadir et al., 1998). It is difficult to apply any of these methods on heavy clay soils due to their low hydraulic conductivity, which limits the desalinization process. In the Senegal river delta, Ceupens et al. (1997) have observed that growing one or two rice crop per year on the same field and the presence or absence of surface drainage affect soil salinity. In an irrigation scheme, double-cropped rice fields with surface drainage were least saline, followed by single-cropped fields with drainage, and single-cropped fields without drainage. Moreover, Wopereis et al. (1998) have shown that rice cropping in irrigation schemes, even without drainage, decrease the salinity content of the topsoil in the Senegal river delta. This phenomenon is explained by the ponded water layer on the field when cultivating rice, which moves salts from the topsoil downward, and which blocks upward transport of salt from the water table. The main use limit of surface flushing is its very high water needs. The efficiency of flushing might be improved with introduction of plowing and harrowing of soil under water-saturated conditions after irrigation (Haëfele et al., 1999).

Any remediation attempt on soils affected by salt should be accompanied by evaluation and monitoring of salinity. Soil salinity is measured by electrical conductivity (EC) of soil solution. Two methods are often used for measuring electrical conductivity (Hillel, 2005): (i) extracts of soil solution collected with porous ceramic cups and (ii) aqueous extracts of soil (saturated paste or 1/5 diluted aqueous extract of soil). The first method is well-adapted to saline soils under saturated water conditions, with direct sampling of the soil solution at a given time-step, but it is impracticable when the soil is dry. The second method can be used under wider conditions but relies on the collection of soil samples and the measurement of EC on aqueous soil extracts. Therefore, over time it appears difficult to monitor the salt-content changes with a fine spatial resolution, since collecting soil samples is intrusive and disturbs the studied environment (soil structure and water flows). Moreover, soil sampling is time consuming and often expensive.

Soil salinity also can be estimated indirectly from measurement of the electrical conductivity of the bulk soil ( $EC_a$ ,  $dS\ m^{-1}$ ) (Rhoades et al., 1999; Corwin and Lesch, 2003) or from its inverse, the bulk electrical resistivity (ER,  $\Omega.m$ ). Development of proximal soil sensor systems and geophysical methods facilitate the collection of larger amounts of spatial data using a less expensive, simpler, and less laborious technique (Adamchuk and Viscarra Rossel, 2010). These sensors may or may not be invasive or mounted on vehicles for prospecting. Indeed, it is desirable to use the least invasive method and a fast sensor to collect a large amount of data.

Electrical and electromagnetic methods respond to the variability of different soil properties, and separation of their effect is often difficult or not feasible. The bulk electrical resistivity is a property which represents the soil's ability to resist an electrical current flux. Many authors (Keller and Frischknecht, 1966; Ward, 1990) showed the influence of several factors affecting bulk electrical resistivity, such as soil texture and clay content, soil moisture, ionic concentration of soil solution, porosity, and soil temperature.

The electrical resistivity prospecting is one of the most common geophysical methods used to characterize soil spatial variability. This method has been firstly performed in North America to characterize soil salinity (Rhoades and Ingvalson, 1971, Halvorson and Rhoades, 1974; Rhoades and Schilgaarde, 1976; Read and Cameron, 1979; Rhoades et al., 1999) but was never tested in Niger and Western Africa on vertic clayey soil from paddy fields. The spatial

variability of soil salinity can be characterized in the field with electromagnetic induction devices, such as the Geonics EM38 (Rhoades et al. 1999), whose depth of investigation ranges from 0.5-1.2 m. This instrument was mainly used in heavy clay vertisols of the west-African context, namely in Senegal (Gascuel and Boivin, 1994; Montoroi, 1994; Wopereis et al., 1998; Ceuppens and Wopereis, 1999; Haëfele et al., 1999; Barbiero et al., 2000) and Niger (Guéro, 2000) to survey and/or to monitor over time soil salinity changes. But Ceuppens and Wopereis (1999) have shown that EM38 measurement were weakly correlated with electrical conductivity of 1/5 diluted aqueous extract of soil measured in the rice root zone, which was attributed to a low root zone water content at the time measurement. In this study EM38 measurements could not be used to predicted root zone salinity and reflect mainly subsoil salinity. Another limitation of this electromagnetic method is an electronic drift in the measurement of bulk soil electrical conductivity ( $EC_a$ ), in part due to high-temperature conditions. This tool provides constant readings in the 25-40°C range, but if the temperature rises above 40°C, the instrument's response may be unpredictable, and spurious  $EC_a$  measurements occur (Robinson et al., 2004).

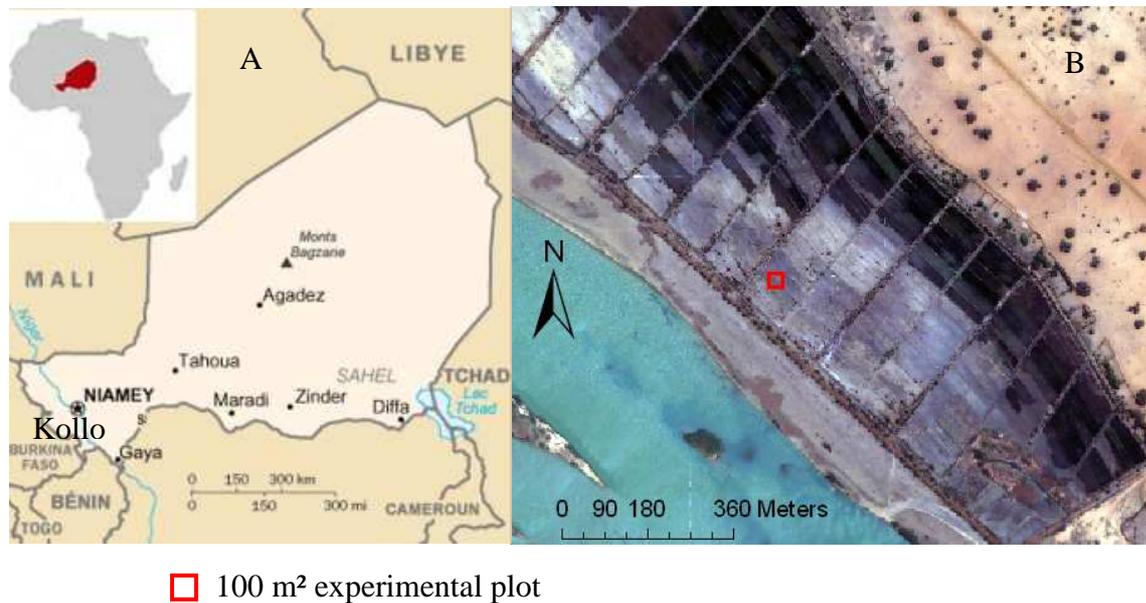
Recently, development of new multi-electrode devices towed behind a vehicle for on-the-go operation, such as the Mucep device (Panissod et al., 1997; Tabbagh et al., 2000) or the Veris device (Lund et al., 1999), offers new prospects for soil survey, precision farming, and soil management (Corwin and Lesch, 2003; Adamchuk and Viscarra Rossel, 2010). But in the context of irrigated paddy fields, it is also unfeasible to use a geophysical sensor mounted on an on-the-go vehicle because vehicles get stuck. Moreover, the use of new on-the-go proximal soil sensor systems, developed for precision farming, seems too expensive and not adapted to the local environment and economic context. The use of a classical hand-held geophysical sensor seems more adapted, and in a context with high diurnal temperatures, the electrical method seems the best choice because it is robust, less expensive, simpler and less laborious.

The aim of this study was to monitor salinity changes in space and time of saline vertic soils in an experimental irrigated paddy plot in Niger using electrical resistivity prospecting during a desalinization experiment with repetitive flushing and consecutive surface drainage.

## I. Material and methods

### *1.1. Hydroclimatic characteristics of the study site*

The experiment was conducted from 13 July to 24 September 2009. The study site was located in the irrigated paddy fields of Kollo, 50 km east of Niamey, Niger (Figure V.1). The area of the paddy fields comprised 380 ha. The climate is soudano-sahelian with mean monthly temperatures ranging from 40°C in April to 25°C in December. Average annual rainfall is 700 mm, mostly concentrated within the four months from June to September (Fig. 2). The irrigated paddy fields are cultivated during two rice-crop seasons per year, the rainy crop season (RCS) and the dry crop season (DCS), with rice plots measuring 0.25 ha. A major water deficit is observed throughout the year (Figure V.2). Water demand for rice is estimated at 990 mm during the RCS and 1707 mm during the DCS (Mossi Maiga, 2005). Flood or submersion irrigation is applied during both crop seasons. Water is pumped from the Niger River and, following irrigation channels, used to irrigate the rice fields by gravity.



□ 100 m<sup>2</sup> experimental plot

Figure V.1. Location of the study site in Niger along the Niger River (A) and aerial view of the experimental plot in the irrigated paddy fields of Kollo developed on acidic saline vertisols (B).

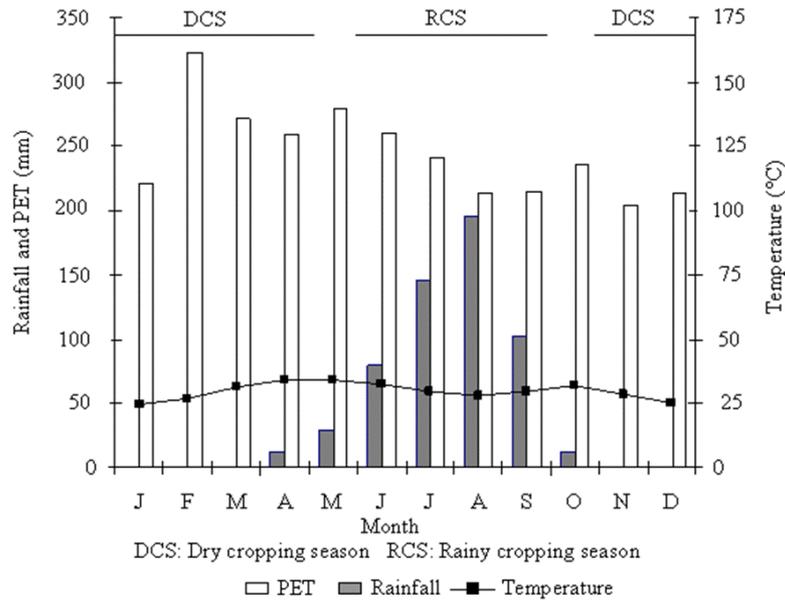


Figure V.2. Mean monthly rainfall potential evapotranspiration (PET) and temperature at Kollo meteorological station averaged over 30 years (DCS = dry cropping season; RCS = rainy cropping season).

## 1.2. Soil characteristics

The experimental field was developed on a saline acidic vertisol. The soil profile was marked by saline efflorescence on the surface and many spots of iron oxidation-reduction and salt precipitation in depth. Table 1 summarizes the physicochemical properties of the soil: clay content exceeded 75%, pH was acidic and ranged from 4.5-5, soil electrical conductivity increased with depth from 2.3-5.0 dSm<sup>-1</sup>, organic carbon content was lower than 11 g.kg<sup>-1</sup> in the topsoil layer, and bulk density ranged from 1.25-1.37 g.cm<sup>-3</sup> in the soil profile. Saturated soil hydraulic conductivity (Ksat) was measured using the Wind method (Ruy et al, 1999). Ksat ranged from 2.8 10<sup>-8</sup> to 1.5 10<sup>-8</sup> m.s<sup>-1</sup> from the upper horizon to a 50-cm depth.

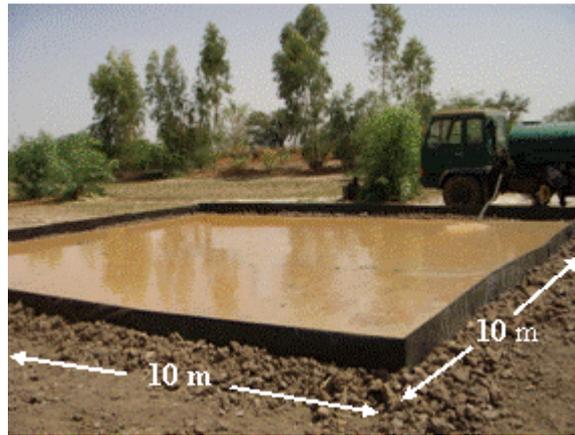
*Table V.1: Physicochemical properties of the soil horizons from the field experiment.*

Depth	Clay	Silt	Sand	pH	EC <sub>(1/5)</sub>	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	CEC	C	N	Ksat	Bulk density
(cm)	(% )				(dS.m <sup>-1</sup> )	(cmol <sup>+</sup> kg <sup>-1</sup> )					g.kg <sup>-1</sup>		m.s <sup>-1</sup>	g.cm <sup>-3</sup>
0-30	74.9	22.4	2.7	5.1	2.3	4.1	15.9	1.4	0.4	20.8	10.1	0.9	2.5 10 <sup>-8</sup>	1.3
30-50	80.1	18.2	1.7	4.6	3.1	3.3	13.3	1.1	0.2	19.0	7.1	0.7	1.5 10 <sup>-8</sup>	1.3
50-78	83.7	15.3	1.0	4.5	4.3	10.2	9.9	0.9	0.1	19.7	5.0	0.6	1.9 10 <sup>-8</sup>	1.4
78-95	74.0	23.5	2.5	4.5	5.1	27.2	9.4	1.0	0.1	20.1	9.8	0.8	3.3 10 <sup>-8</sup>	1.3
95-110	76.8	21.0	2.2	4.6	5.0	36.7	9.7	0.7	0.2	19.6	6.3	0.6	0.5 10 <sup>-8</sup>	1.3

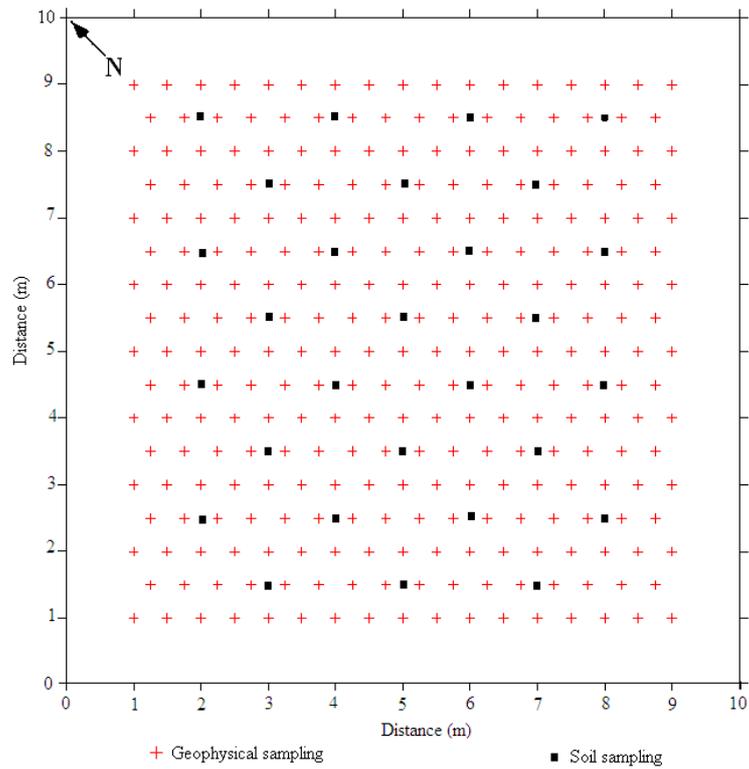
### ***1.3. Experimental device and sampling***

#### ***1.3.1 Plot experimental design***

A square experimental plot of 100 m<sup>2</sup> (10m x 10m) was delimited in an unplanted rice plot with the highest soil salinity observed in the irrigated paddy fields of Kollo. This plot was hydraulically isolated by wooden walls to a depth of 0.80 m to define clear boundaries of the experimental plot. Water losses from the plot were limited by covering the wooden walls with waterproof plastic tarpaulins (Figure V.3A). To avoid influence from plot boundaries, data acquisition was performed only on a central square area of 8m x 8m (Figure V.3B). A footbridge was designed over the plot to enable sampling without perturbing the soil surface. At the initial state, the experimental plot had a relatively flat topography. All cracks were closed and the soil was saturated without puddles of water on the soil surface.



A.



B.

Figure V.3. Photograph of the 100 m<sup>2</sup> experimental plot (A) and design of the geophysical and soil sampling strategies (B).

### *I..3.2 Irrigation and water removal*

The main common technique of soil desalinization is salts leaching with a process of dissolving and transporting soluble salts by the downward movement of water through the soil. However, as salts leaching may not be very effective in clayed vertisol characterized by a very low hydraulic conductivity at saturation, we have chosen a desalinization practice induced by repetitive flushing irrigation and consecutive surface drainage which seems more efficient to reclaim saline clayed vertisol and less time consuming. Flushing irrigations were realized without plowing and harrowing of soil under water saturation condition to not modify the soil structure during the monitoring period. Six cubic meter of water (60 mm per m<sup>2</sup>) were used for each irrigation event, corresponding to the volume of the available tank. Consequently, this water supply left a stagnant layer of water on the soil surface. During the desalinization experiment, 12 successive irrigations of 60 mm each were applied. Non-infiltrated irrigation water was removed the next day. Water was removed using a pump and was collected in barrels of 120 l to quantify the output water. From each barrel, 250 ml of sampled water was collected to measure the water electrical conductivity and the dry residue. Rainfall events occurred during the 2.5-month experimental sequence and had to be included in the water balance. Figure V.4 shows the distribution of irrigation time, water removal, rainfall and evaporation (E). Time irregularities observed between irrigation and water-removal phases were related to rainfall events, particularly during experiments (E3) and (E4), which encountered frequent precipitation.

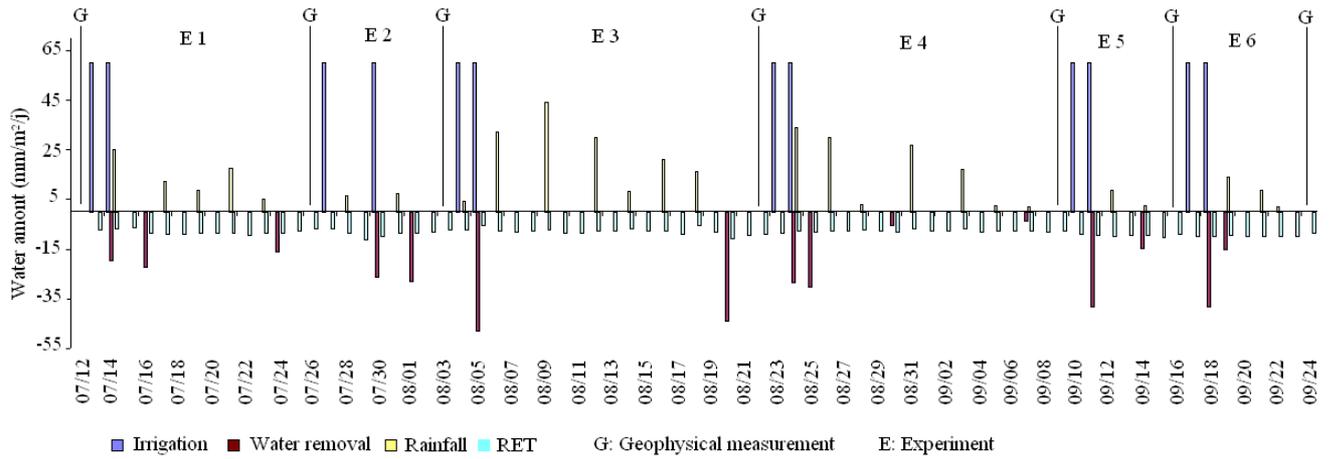


Figure V.4. Distribution of irrigation, rainfall, water removal and real evapotranspiration (RET) amounts during the desalinization experiment (G: date of geophysical measurements; E1 to E6: periods between two geophysical measurements).

### 1.3.3. Soil apparent resistivity measurements

At the initial state and after two consecutive irrigations, geophysical measurements and soil sampling were undertaken on the experimental plot according to a systematic sampling strategy (Figure V.3B) in water saturation conditions. Twenty-four hours after the second draining, apparent electrical resistivity (ER) measurements were implemented using a Wenner electrode array (Figure V.5) (Ward, 1990) and a resistivity-meter Syscal R1+ (Iris Instrument). The ER of a medium assumed to be of semi-infinite extent, when measured with a Wenner electrode array and typified by an inter-electrode distance  $a$ , is  $\rho = 2\pi a \Delta V/I$ , where  $I$  is the intensity of the electrical current flowing between electrodes A and B, and  $\Delta V$  the potential difference measured between electrodes M and N (Ward, 1990). The apparent electrical conductivity ( $EC_a$ ,  $dS\ m^{-1}$ ) is the inverse of the apparent electrical resistivity ( $\Omega.m$ ). Only the extremities of the electrodes were in electrical contact with the soil, thus enabling the point measurement of electrical potential and the point injection of electrical current into a semi-infinite medium. Electrical resistivity (ER) measurements were performed on 281 nodes of a 0.5-m triangular mesh and at each location, two electrode spacings ( $a=10$  and 30 cm) were used (Figure V.3B). Maps of apparent electrical conductivity were produced by ordinary kriging using Surfer(R) Version 7 (Golden Software, Inc., 1999).

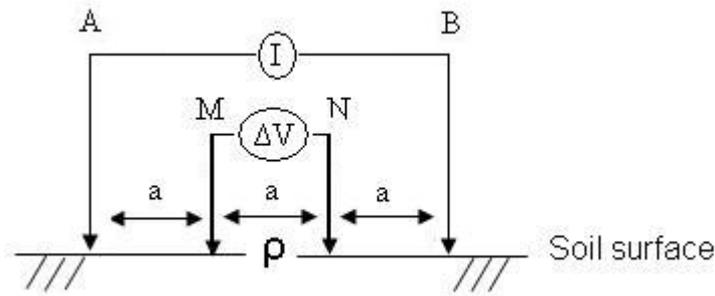


Figure V.5 Wenner array scheme used for the geophysical measurements with two electrode spacings of 10 and 30 cm ( $a$ : electrodes spacing;  $AB$ : current electrodes;  $MN$ : potential electrodes;  $\rho$ : apparent electrical resistivity).

### 1.3.3. Soil electrical conductivity measurement

Soil sampling was done simultaneously with geophysical measurements using a 2-cm diameter gouge auger at 3 soil depths (0-10, 10-20, and 20-40 cm) on 28 nodes of an irregular triangular mesh, according to the sampling strategy shown in Figure V.3B. In the laboratory, electric conductivity of 1/5 diluted aqueous extract of soil and dry residues were measured according to ISO 11265 and ISO 1994F.

## 1.4. Data processing

### 1.4.1. Water balance

The water balance was estimated for each experimental phase (E1 to E6) between two successive geophysical measurements. Input water was summed from irrigation and rainfall; output water included water removal amounts and evaporation. Precipitation was measured using a rain gauge installed on the site. Evaporation was measured on-site using an open-pan evaporimeter, which was considered representative of the evaporation of the pounded bare soil of the experiment. Missing evaporation data were replaced with reference evaporation from a meteorological station 5 km away.

Infiltration rates into the soil were estimated from the water balance, following:

$$Q_i = \Sigma I_r + R \quad (1)$$

$$Q_o = \Sigma W_r + E \quad (2)$$

$$I = Q_i - Q_o \quad (3)$$

Where:  $Q_i$  is input water (mm),  $Q_o$  is output water (mm),  $I_r$  is irrigation (mm),  $R$  is rainfall (mm),  $W_r$  is water removal (mm),  $E$  is evaporation (mm) and  $I$  is infiltrated water (mm)

#### *1.4.2. Salt balance in water*

To estimate salt amount exported by water discharge, we used the dry residue amounts measured in each collected water sample of 250 ml and extrapolated to the amounts of input water and output water. Salt balance was calculated following:

$$S_i = I_{r1} DM_{i1} + I_{r2} DM_{i2} \quad (4)$$

$$S_o = W_{r1} * DM_{o1} + W_{r2} * DM_{o2} \quad (5)$$

$$SB = S_i - S_o \quad (6)$$

where  $SB$  is the salt balance (g),  $S_i$  is salt input (g),  $S_o$  is salt output (g),  $I_r$  is irrigation (l),  $DM_i$  is input dry mass (g/l),  $DM_o$  is output dry mass (g/l), and  $W_r$  is water removal (l).

#### *1.4.3. Salt balance in soil*

Salt stock in the soil was estimated at each date for 3 soil layers (0-10, 10-20, 20-40 cm) using dry mass measurements (Figure V.3), following:

$$SSe = [(BD * V_s * S_m) / M] \quad (7)$$

where  $SSe$  is the salt stock (g/m<sup>2</sup>),  $BD$  is bulk density (g/cm<sup>3</sup>),  $V_s$  is volume of soil (cm<sup>3</sup>),  $S_m$  is the salt amount contained in the soil sample (g), and  $M$  is the soil sample mass (g).

The mean salt stock ( $MSSe$ ) per m<sup>2</sup> of each soil thickness was estimated by:

$$MSSe = \sum_i^n SSe_i / n \quad (8)$$

with  $n = 28$

Finally, the total salt stock ( $TSS$ ) in the soil between 0 and 40 cm was summed over the plot area (100m<sup>2</sup>):

$$TSS = (MSSe_{(0-10 \text{ cm})} + MSSe_{(10-20 \text{ cm})} + MSSe_{(20-40 \text{ cm})}) * 100 \quad (9)$$

#### *1.4.4 Uncertainty calculation*

Monte-Carlo simulations (Metropolis and Ulam, 1949) were used to analyze uncertainty propagation in the water and salt balances using @Risk software ver. 4 (Palisade, 2005). This method is used to assess the risk in environmental and soil science (Stanek et al 2001; Öberg and Bergbäck, 2005). In the experiment, all input variables used for water and salt balances were evaluated using existing information on the analytical precision of measurements and estimates of the uncertainties in water amounts. Table V.2 compiles the probability distribution adopted for each input variable. Finally, 10000 iterations were used to estimate the uncertainties in salt balances.

*Table V.2: Probability distribution for input variables used in the Monte-Carlo procedure.*

<b>Input variable</b>	<b>Distribution</b>	<b>Parameters</b>
Irrigation Ir (mm.m <sup>-2</sup> )	Triangular	Min=59.8. Max=60.5. Mean=60.1
Water removal Wr (mm.m <sup>-2</sup> )	Triangular	Min=Wr - 2.Max = Wr + 5. Mean = WR
Dry mass DM (g)	Normal	Mean = DM. Standard dev.=0.001
Rainfall R (mm.m <sup>-2</sup> )	Normal	Mean = R. Standard dev.SD=0.9
Evapotranspiration: RET (mm)	Normal	Mean = RET. Standard dev.SD=0.8

#### *1.4.5 Statistical analysis*

Data analysis was adapted to our systematic, synchronous and static sampling design, where locations of successive sampling dates matched. This implies that a temporal correlation was possible between the average estimates at the same point over time (Gruijter et al., 2006). Statistical comparisons of means were based on t-tests for paired samples to test for significant evolution of spatial averages between periods.

## II. Results

### II.1. Hydrological assessment at the field scale

Figure V.6 shows the dynamics of input and output water amounts during the entire experimental period. Before every geophysical measurement, the experimental plot was completely emptied and therefore, cumulative amounts could be estimated for each event.

Input water always exceeded output water and cumulative infiltration rates were estimated by the difference. Water balance was estimated for each event and associated uncertainties were estimated by Monte-Carlo analysis (Table V.3). At the end of the monitoring period, the total amount of input water was 1105 mm, output water was 973 mm, and water infiltration in the soil was 127 mm (Table V.3). The mean infiltration rate ranged from 9.7-13.9% of the input water during the various experiments, with slightly higher infiltration rates during experiments E3 and E4 (Table V.3). Nevertheless, the relatively large range associated with the infiltration-rate estimations make these differences non-significant, and a mean infiltration rate of 12% of the input water should be considered. This corresponds to an average infiltration rate of 1.77 mm/day, which is intermediate between the values of saturated hydraulic conductivity measured on undisturbed samples by the Wind methods: 2.48 mm/day for the first horizon and 1.5 mm/day for the second horizon (Table V.1)

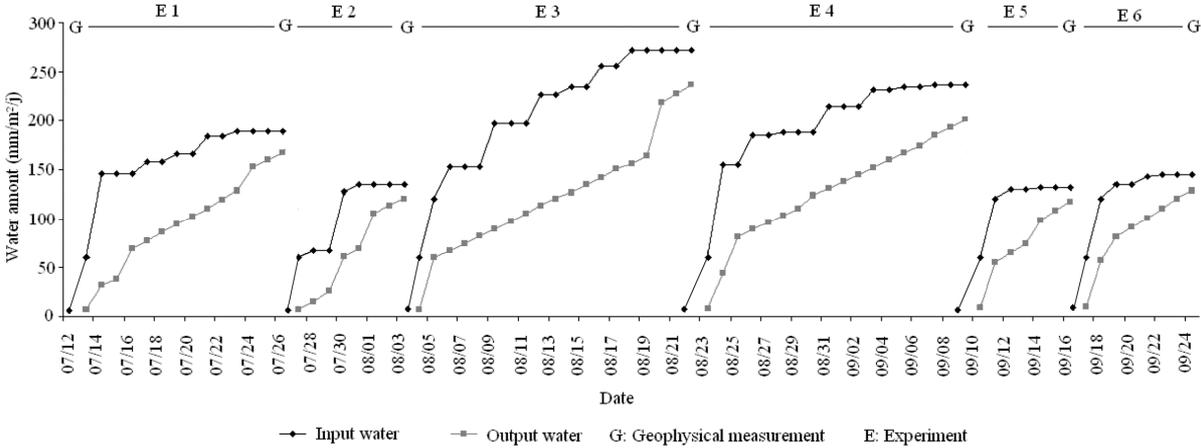


Figure V.6 - Evolution of input and output water amounts cumulated for each event E1 to E6 during the monitoring period. Dates of geophysical measurements (G) and lengths of the experiments are indicated.

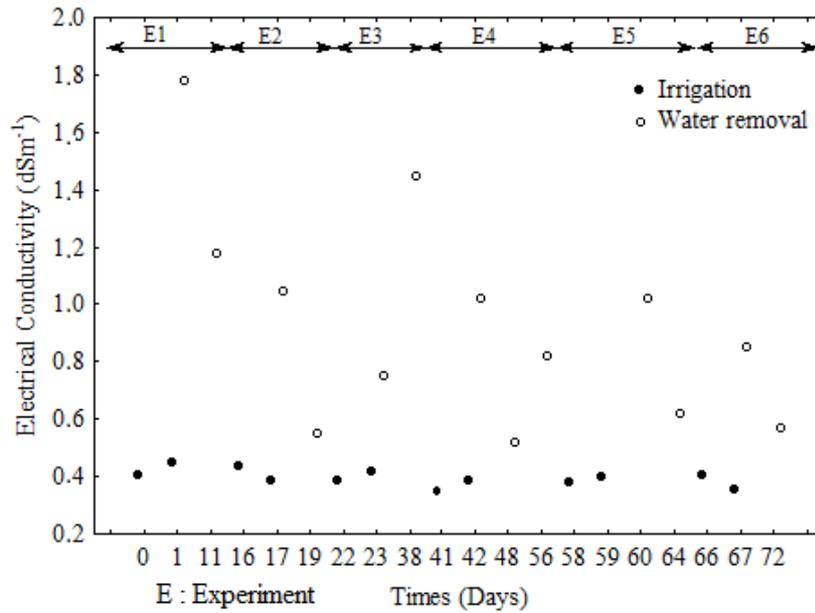
*Table V.3 - Estimation by Monte-Carlo simulations of the water balance at the end of each experiment E1 to E6 and for the whole period. Infiltrated water was estimated by difference between input and output water, and infiltration rate considered the length of each experiment.*

		Experiments						
		E1	E2	E3	E4	E5	E6	Total
Input water (mm.m <sup>-2</sup> )	Mean	188	134	272	236	131	145	1105
	Max	191	136	275	240	133	147	1123
	Min	185	132	268	232	129	142	1088
Output water (mm.m <sup>-2</sup> )	Mean	167	121	237	202	118	129	973
	Max	173	125	242	207	121	133	1001
	Min	162	117	231	196	113	124	945
Infiltrated water Ir (mm.m <sup>-2</sup> )	Mean	20	13	35	33	14	15	131
	Max	27	17	42	41	19	20	165
	Min	12	10	30	25	9	10	95
Infiltration rate (mm/day)		1.6	1.5	1.9	1.8	1.9	1.9	1.7

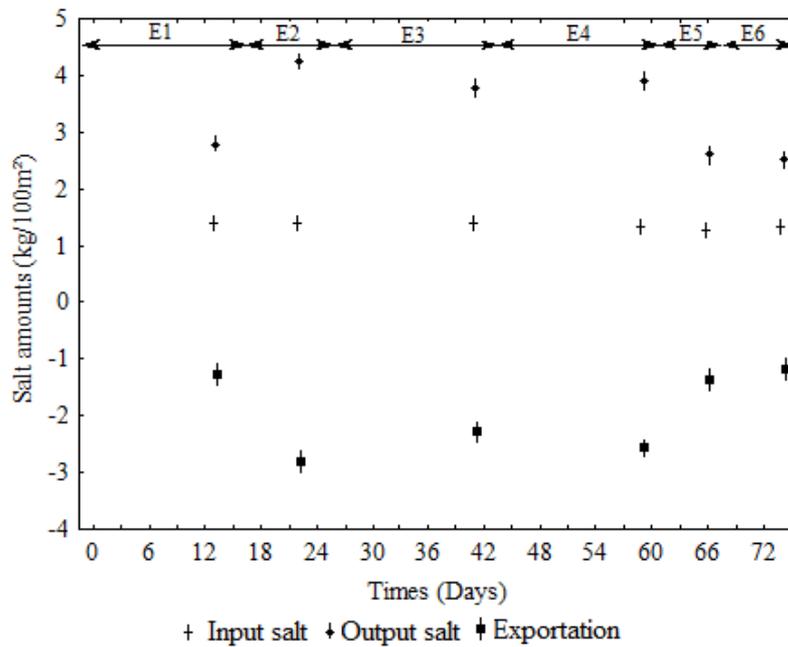
## **II..2. Salt balance in water**

Drained water salinity exceeded the irrigated water salinity during the entire experiment (Figure V.7 A). The drained water electrical conductivity decreased from 1.78 dS.m<sup>-1</sup> at the beginning of experiment to 0.65 dS.m<sup>-1</sup> at the end; however, this decrease was irregular. Some output-water electrical-conductivity increases (Figure V.7A) reflected a salt recharge of the removed water in relation with a longer irrigation period.

Figure V.7B shows salt amount changes in irrigation and drainage water. The salt amounts in removal water were higher than those contained in the irrigation water. The salt balance was negative, indicating an elimination of salt. However, the salt amounts in removed water were not homogeneous throughout the experimental period. The salt amounts in removed water measured in periods E2, E3, and E4 were respectively 4.2, 3.7, and 3.9 kg and were two times higher than the salt removal amounts observed in periods E1, E5 and E6. Hence, the salt exportation average from the soil during the periods E2, E3, and E4 was respectively 2.8, 2.3, and 2.6 kg. At the end of the experiment, 11.5 kg of salt was exported by water removal.



A



B

Figure V.7 - Evolution over time of electrical conductivity and salt amounts of input and output water from the experimental plot: A) mean electrical conductivity at each date (confidence interval < 0.02 dSm-1); B: mean and interdecile of salt amounts estimated from 1000 Monte-Carlo simulations considering the uncertainty in the input data.

### ***II.3. Salt balance in soil***

During the monitoring period, soil salinity remained higher at lower depths compared to the upper horizon (Figure V.8, Table V.4). Globally, we observed a decrease in mean values of the 1/5 diluted aqueous extract electrical conductivity (EC). From 13 Jul to 24 Sep 2009, mean EC values decreased from initial values of 2.0, 2.8, and 2.9  $\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$  to 1.3, 2.2, and 2.6  $\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$ , respectively, in soil horizons sampled at 0-10, 10-20 and 20-40 cm. Mean EC values remained higher at lower depth than at the surface, and EC decrease was highest in the topsoil layer (0-10 cm; Table V.4). Maps of EC derived from 28 samples at each date showed no well-defined spatial structure, with an almost pure nugget-effect variogram (not shown) and therefore, the analysis of salt stock evolution over time was based on a comparison of spatial averages (t-test) between periods.

Table V.5 shows salt stock changes over time for different soil layers during the desalinization experiments. At the initial state, the salt stock estimated from upper to lower soil layers sampled were, respectively, 112, 159, and 333 kg. Accordingly, the total salt amount of the whole tillage horizon (0-40 cm) was 605 kg. At the end of the desalinization experiments, salt removal amounts were estimated at 40.4, 35.6 and 38 kg, i.e. 35.0%, 22.4% and 11.4% of the initial stock quantified respectively in the soil layers at 0-10, 10-20 and 20-40 cm (Table V.5). If we consider the total soil thickness of 40 cm, the soil lost an amount of 115 kg of salt, which corresponds to 19% of the initial stock. However, we observed that most (35.1%) of the amount of salt removed was lost from the upper soil layer.

We also note that the means of salt stock in the soil layers at 0-10 and 10-20 cm were significantly different from the initial stocks from the first desalinization experiment (E1). Moreover, salt stock means measured over time in the upper layer from experiments E1 to E5 were consistently significantly different from the previous state. This was not the case at deeper levels. In contrast, the salt stock mean at the deepest layer (20-40 cm) was significantly different from the initial stock only after the last desalinization experiment (E6).

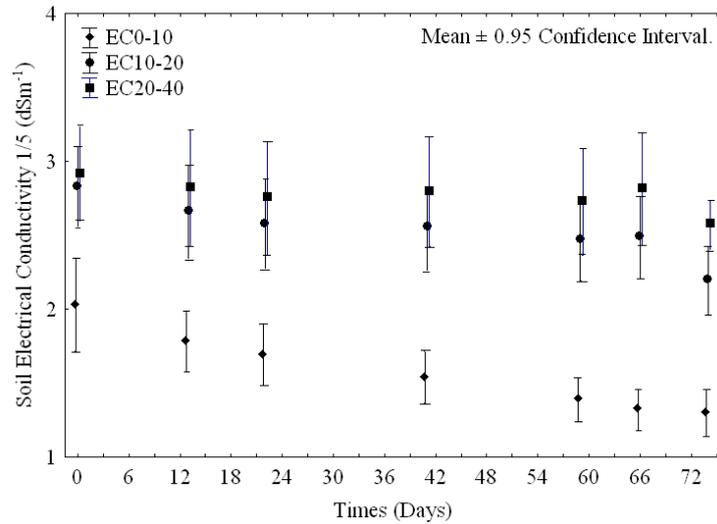


Figure V.8 Evolution over time and at three depths of soil electrical conductivity measured in 1/5 soil aqueous extracts. Mean and confidence intervals estimated for the layers 0-10 cm (EC0-10), 10-20 cm (EC10-20) and 20-40 cm (EC20-40) from 28 samples per layer.

Table V.4 - Statistics of soil properties at the initial state and at the end of each experimental period: apparent electrical conductivity ( $EC_a$ ), electrical conductivity measured in 1/5 soil/water ( $EC$ ) and gravimetric water content ( $W$ ) at three depths: 0-10, 10-20, and 20-40 cm. Mean and standard deviation were estimated from 281 samples per date for  $EC_a$  and 28 for other properties.

Experiments	$EC_{a1}$ ( $dS \cdot m^{-1}$ )	$EC_{a2}$ ( $dS \cdot m^{-1}$ )	EC 0-10 ( $dS \cdot m^{-1}$ )	EC 10-20 ( $dS \cdot m^{-1}$ )	EC 20-40 ( $dS \cdot m^{-1}$ )	W 0-10 ( $g \cdot g^{-1}$ )	W 10-20 ( $g \cdot g^{-1}$ )	W 20-40 ( $g \cdot g^{-1}$ )
	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)
Initial state	3.5 (1.1)	5.6 (0.9)	2.0 (0.8)	2.8 (0.7)	2.9 (0.8)	0.2 (0.05)	0.2 (0.03)	0.2 (0.02)
E1	2.5 (0.8)	4.4 (0.9)	1.8 (0.5)	2.7 (0.8)	2.8 (1.0)	0.2 (0.05)	0.2 (0.03)	0.2 (0.02)
E2	2.3 (0.9)	4.2 (0.9)	1.7 (0.5)	2.6 (0.8)	2.8 (1.0)	0.2 (0.05)	0.2 (0.04)	0.2 (0.03)
E3	1.4 (0.3)	3.3 (0.8)	1.5 (0.5)	2.6 (0.7)	2.8 (0.9)	0.2 (0.05)	0.2 (0.03)	0.2 (0.02)
E4	1.1 (0.3)	3.0 (0.8)	1.4 (0.4)	2.5 (0.7)	2.7 (0.9)	0.2 (0.05)	0.2 (0.03)	0.2 (0.02)
E5	1.2 (0.2)	2.2 (0.5)	1.3 (0.4)	2.5 (0.7)	2.8 (0.9)	0.2 (0.05)	0.2 (0.03)	0.2 (0.02)
E6	0.9 (0.2)	1.9 (0.6)	1.3 (0.4)	2.2 (0.6)	2.6 (0.4)	0.2 (0.05)	0.2 (0.03)	0.2 (0.02)

Table V.5 - Evolution over time of salt stocks for three soil layers during the desalinization experiments E1 to E6: mean and standard error of differences from initial state (DI) and differences from previous event (DPE).

Depth (cm)	Initial stock (kg/100m <sup>2</sup> )	DI or DPE (kg/100m <sup>2</sup> )	Experiments					
			E1	E2	E3	E4	E5	E6
0-10	112 (8)	DI	-13 (6)	-18 (6)	-27 (6)	-35 (7)	-39 (7)	-40 (7)
		DPE	-13 (6)	-5 (0.9)	-8 (2)	-7 (1)	-3 (0.8)	-1 (2)
10-20	159 (7)	DI	-9.6 (5)	-14.1 (5)	-15.5 (5)	-20.1 (5)	-19.0 (5)	-35.6 (5)
		DPE	-9.6 (5)	-4.5 (1)	-1.4 (1)	-4.5 (1)	1.0 (2)	-16.5 (6)
20-40	333 (17)	DI	-10 (11)	-18 (10)	-13 (10)	-21 (10)	-11 (11)	-38 (16)
		DPE	-10 (11)	-8 (1)	5 (4)	-8 (1)	10 (3)	-27 (19)
0-40	605 (25)	DI	-33 (23)	-51 (22)	-56 (22)	-77 (23)	-69 (24)	-115 (19)
		DPE	-33 (23)	-18 (2)	-5 (7)	-21 (2)	7 (6)	-45 (23)

*Bold font indicates significant ( $p < 0.05$ ) t-test*

#### **II.4. Relationship between apparent electrical conductivity ( $EC_a$ ) and soil data**

The means and standard deviation of geophysical data and soil properties are given in table 4 for each acquisition date. Correlations between soil apparent electrical conductivities  $EC_{a1}$  and  $EC_{a2}$  and other properties (SS, EC 1/5 and W) also were calculated (Table 6).  $EC_{a1}$  and  $EC_{a2}$  appeared highly correlated ( $R=0.91$ ). They were not correlated with water content (Table V.6), but showed significant correlations with salt stock and electrical conductivity of 1/5 diluted aqueous extract of soil measured in the shallow layer (0-10 cm).

$EC_a$  measured with the larger electrode spacing of 30 cm showed a higher correlation ( $R=0.57$ ) than with the small electrode spacing of 10 cm ( $R = 0.52$ ). For both electrode spacings, the correlation of  $EC_a$  measurements decreased with salt stocks and EC at deeper layers: correlations of  $EC_{a2}$  with SS and EC data were  $R= 0.37$  and  $0.21$ , respectively, for the soil layers at 10-20 cm and 20-40 cm.  $EC_{a1}$  was significantly correlated only with SS and EC data from the layer 10-20 cm ( $R = 0.28$ ) and was not correlated with data from the soil layer at 20-40 cm.

*Table V.6 - Pearson correlation matrix between soil properties considering all dates: salt stocks (SS) at three depths; apparent electrical conductivity (EC<sub>a1</sub> and EC<sub>a2</sub>), soil electrical conductivity (EC), and soil gravimetric moisture (W) at three depths.*

	SS 0-10	SS 10-20	SS 20-40	EC <sub>a1</sub>	EC <sub>a2</sub>	EC 0-10	EC 10-20	EC 20-40	W 0-10	W 10-20	W 20-40
SS 0-10	1.00										
SS 10-20	0.58	1.00									
SS 20-40	0.31	0.59	1.00								
EC <sub>a1</sub>	0.52	0.28	0.05	1.00							
EC <sub>a2</sub>	0.57	0.37	0.21	0.91	1.00						
EC 0-10	0.59	0.58	0.31	0.52	0.57	1.00					
EC 10-20	0.58	0.61	0.59	0.28	0.37	0.58	1.00				
EC 20-40	0.31	0.59	0.60	0.05	0.21	0.31	0.59	1.00			
W 0-10	0.05	0.17	0.36	0.05	0.16	0.05	0.17	0.36	1.00		
W 10-20	-0.09	0.06	0.30	0.01	0.06	-0.09	0.06	0.30	0.57	1.00	
W 20-40	-0.04	-0.05	0.14	-0.02	0.05	-0.04	-0.05	0.14	0.46	0.79	1.00

*Bold font indicates significant ( $p < 0.05$ ) correlation*

## ***II.5. Spatio-temporal evolution of apparent electrical conductivity***

To assess the dynamics and local heterogeneities of soil desalination, the temporal and spatial evolutions of soil apparent electrical conductivity were analyzed within the experimental plot.

Figure V.9 and table V.4 show changes in the mean soil apparent electrical conductivity ( $EC_a$ ) over time for both electrode spacings.  $EC_{a2}$  conductivities were always higher than  $EC_{a1}$ , which is in accordance with the results previously shown of higher EC values measured in deeper soil samples (Figure V.8). Apparent soil electrical conductivities  $EC_{a1}$  and  $EC_{a2}$  decreased progressively and significantly over time (Figure V.8), and again, this evolution was similar to the one observed for EC (Figure V.8).  $EC_a$  measurements, therefore, clearly reflect the dynamics of the decrease in salt stocks during the experiment (Figure V.7B, Table V.5).

$EC_a$  maps obtained by kriging enable the description of the spatial structure of the desalination process over time at high resolution. Maps are shown for  $EC_{a2}$  with the highest electrode spacings ( $a=30$  cm) (Figure V.10), and this property was best correlated to other soil properties (Table V.6). In Figure V.10, 7 maps are shown over time between the first geophysical acquisition campaign (date 13 Jul 2009,  $T=0$ ) and the last campaign (date 24 Sep 2009,  $T+74$  days). During the entire period, soil  $EC_{a2}$  ranged from 0.86-8.33  $dS.m^{-1}$ . At the beginning ( $T=0$ ),  $EC_{a2}$  values appeared relatively homogenous ( $> 5dS.m^{-1}$ ) with a few small areas of lower conductivity. The following maps (Figure V.10B to V.10D) indicate a progressive decrease of  $EC_a$  over time with clear spatial structures evolving between successive dates. Progressively, linear structures grew and were characterized by an  $EC_{a2}$  lower than 4  $dS.m^{-1}$  (Figure V.10B) and later by  $EC_{a2}$  lower than 2.5  $dS.m^{-1}$  (Figure V.10D). Spatial areas of these structures increased with time while their  $EC_a$  decreased. By 9 Sep 2009 (Figure V.10E), the various growing structures merged together to form a network which marked the boundaries of domains of weak  $EC_a$  changes. The last dates (Figure V.10F and V.10G) showed an additional decrease in  $EC_{a2}$  and an overall smoothing of the spatial variability. At the end of the experiment (24 Sep 2009), final  $EC_{a2}$  conductivities were mainly  $< 2.5dS.m^{-1}$  and represented 5-55% of the initial values. A spatial trend, nevertheless, still could be observed with lower  $EC_{a2}$  values near the irrigation side and higher values near the water-removal side. At the center of the experimental plot, this structure turned in the direction of the east corner and the southeast side.

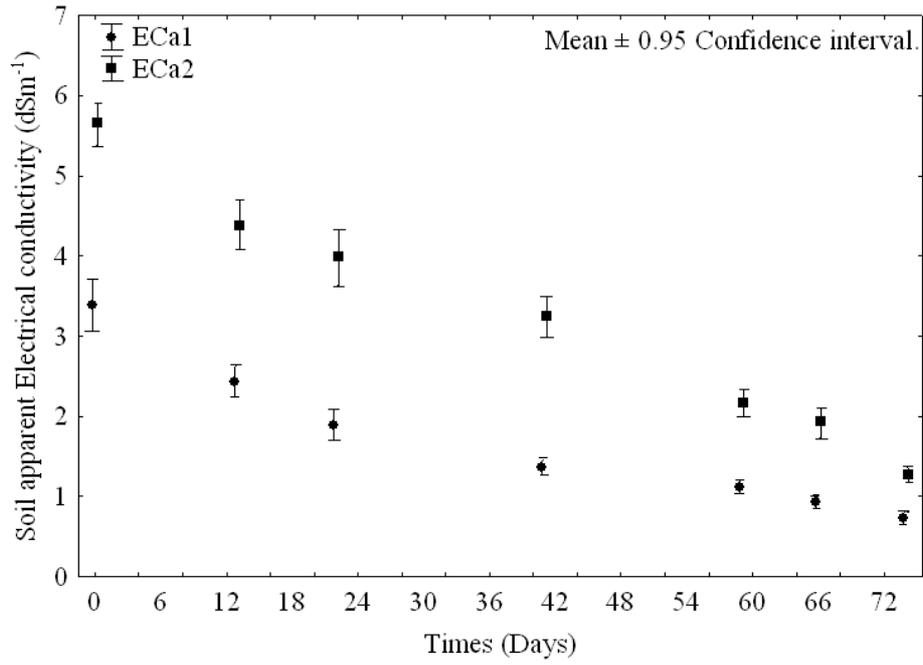


Figure V.9 - Evolution over time of soil apparent electrical conductivity ( $EC_a$ ) measured with a Wenner array with two electrode spacings of 10 cm ( $EC_{a1}$ ) and 30 cm ( $EC_{a2}$ ). Mean and confidence intervals were estimated for each date from 281 measurements.

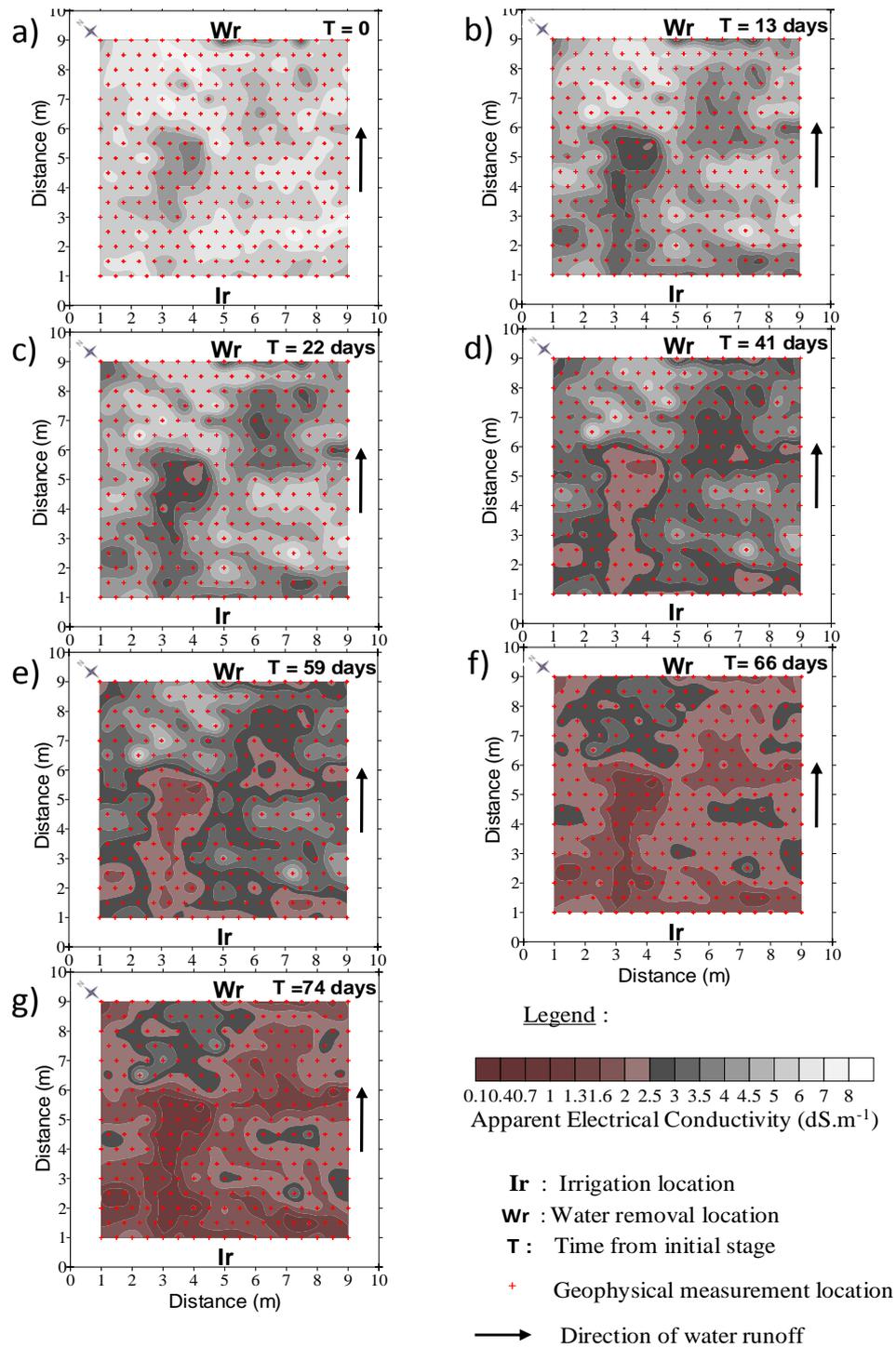


Figure V.10 - Evolution in space and time of the soil apparent electrical conductivity  $E_{ca}$  measured with a Wenner array and an electrode spacing of 0.3 m from the beginning (soil initial stage: 07/11/09) to the end of each desalinization experiment (soil final stage: 09/24/09). Maps of  $E_{ca}$  were estimated by ordinary kriging from 281 measurements at each date: a) 07/13/09; b) 07/26/09; c) 08/03/09; d) 08/22/09; e) 09/09/09; f) 09/16/09; g) 09/24/09.

### III. Discussion

#### *III.1. Salt and water dynamics in the vertisol*

Soil moisture regimes in vertisols are mainly influenced by high clay content and low hydraulic conductivity in water-saturated soil conditions. They also are affected by deep cracks in the soil and mechanisms of shrinking and swelling observed during drying and wetting phases. The weak infiltration rate estimated for each flood irrigation event, ranging from 1.5-1.9 mm/day, can be explained by the low hydraulic conductivity of this clayey soil in water-saturated soil conditions and by air trapped in soil pores. Previous studies (Grismer et al, 1994; Wang et al., 1998; Hammecker et al., 2003) have shown that air trapped in soil pores between wetting fronts limits water infiltration velocity. In a similar context of vertic paddy soil from Senegal, this phenomenon of air entrapment between a shallow water table and a wetting front, inhibiting water infiltration, was observed by Hammecker et al. (2003) and was demonstrated by modeling water flow down the soil profile. However, flood irrigation also may generate preferential water flow processes along prisms faces, clearly visible in dry conditions, without transfer through the soil matrix. Fabre et al. (1997) observed, in a vertisol from Senegal, that crack closure starts at the soil surface and progresses downward. A surface-irrigation-induced crack closure formed on the soil surface within 4.5h, but as soil swelling is heterogeneous, some cracks may not completely close deeper in the tillage layer. This may explain why, at the beginning of our flood irrigation experiment, cracks were well-closed on the soil surface and induced a very low rate of percolation

Since the decrease in soil water extract EC is greater on the surface than at depth (Figure V.8, Table V.4), it appears that the desalinization process is more marked in the topsoil layer. In fact, the salts located on the topsoil surface were dissolved in the irrigation water and were progressively removed with the water drained off. The soil hydraulic conductivity at saturation controls the movement of water and salts to the deeper layers. However, the low hydraulic conductivity at saturation of  $2.8 \cdot 10^{-8} \text{ ms}^{-1}$  of the top soil layer limits water infiltration and salt leaching. We notice clearly that salt leaching by successive flooding events and consecutive water removal has a greater effect on the soil surface than at deeper levels. In the 0-10 cm layer, the amount of salt removed was estimated at 40.4 kg, i.e. 35% of

the initial stock (Table V.5). In comparison, the water salt balance shows that only 11.5 kg of salt was evacuated by water removal (Figure V.6B). But when the water content of a vertisol approaches field capacity on the top soil surface, the remaining cracks are sufficient to support flow rates of 2.5 cm/day around cracks and then participate in salt transfer in depth as shown by Allen et al. (2005).

This experimentation at the plot scale and the statistical analysis of the water and salt balance changes over time enable to test the efficiency of the desalinization method used. Moreover, in an up-scaling process, the uncertainty calculation using the Monte-carlo simulation allows to estimate better the needed water amount to significantly reduce the salinity in top soil layer at the whole paddy field scale.

### ***III.2. Soil salinity monitoring in space and time using ER method***

The geoelectric study revealed, with fine spatial resolution, the spatiotemporal pattern of soil salinity evolution in the topsoil layer of the vertisol during the desalinization experiment by repeated flood irrigations. ECa measurements were realized at the initial state and during all the desalinization experiment after two consecutive irrigations with flushing and consecutive surface drainage. So, ECa measurements were carried out always in water-saturated soil conditions. There is no significant water content change in the top soil layer between each date of geophysical investigation. As conduction is largely electrolytic and taking place in connected pore spaces and as ions which conduct the current result from the dissociation of salts in water. This explains why ECa measurements were correlated to EC of 1/5 diluted aqueous extract of soil and salt stocks with no significant influence on the soil water content (Table V.6). Thus EC<sub>a</sub> evolution over time can be interpreted in terms of soil salinity changes.

At the initial state (Fig. 10A, Table 4), the weak spatial changes of EC<sub>a</sub> probably are linked to the spatial variability of intrinsic soil properties (moisture content, salinity, cracks). Salt distribution in prismatic structures from clayed vertic soil is not uniform. Montoroi (1994) has shown that salt content was consistently higher on the edge of the prismatic structure than inside. The salt content variation rate ranged from 2 vertically to 3 horizontally. Moreover, Favre et al. (1997) have shown that, after a surface irrigation of a vertisol from Senegal, that crack closures can start at the soil surface and progress downward, but 24 h after

irrigation, some cracks were not yet completely closed at lower depths. Small structures like open cracks produce perceptible decreases in soil conductivity that can be detected by electrical resistivity surveys (Samouëlien et al., 2003) and are filled by air, which is an infinitely resistant medium.

This study shows that salt stock decrease of the topsoil layer was higher at the irrigation side than at the drainage side of the plot. It was probably related to a transfer of dissolved salts from the irrigation area to the water removal area, according to surface water flow during the flood irrigation and emptying phases. It seems that the desalinization process induced by flood irrigation is higher and faster following some preferential water pathways, according either to the microrelief topography during water removal, or the crack networks that delimit the vertisol prismatic structure. Since salt content is higher on the edges of prismatic structures (Montoroi, 1994), bypass flow through cracks may play an important role in dissolution and transfer of salts deeper in the soil profile after flood irrigation (Lin et al., 1997). However, the occurrence of bypass flow in the tillage horizon under saturated conditions may be limited in time, since cracks may close gradually due to soil swelling. A surface irrigation on dry, cracked soil induced rapid crack closure at the soil surface within 4.5 h (Fabre et al., 1997); however, soil swelling is heterogeneous, and some cracks may not completely close deeper in the tillage layer. Moreover, Allen et al. (2005) have shown that when the soil surface of vertisol approaches field capacity, the remaining cracks are sufficient to support flow rates of 2.5 cm/day around cracks and then participate in salt transfer. The experimental plot microrelief may have played a significant role in the desalinization dynamics of the topsoil layer during experiments. It controlled water runoff and then dissolved salt transfer according to the direction of water-flow accumulation during the irrigation and water-removal phase. The desalinization process may be more intense in the water-flow accumulation zone in micro-depressions rather than from micro-ridges. But since the experimental plot micro-topography was not characterized and crack dynamics were not monitored over time, additional studies are required to verify these assertions.

The theoretical investigation depth of the Wenner array used ranges from  $a$  to  $1.5a$  with  $a$  corresponding to the electrode spacing used (Ward, 1990). Therefore, normally,  $EC_{a1}$  measurements obtained with a theoretical investigation depth ranging from 10-15 cm should be well-adapted to characterize the upper soil layer (0-10cm). However, the investigation

depth of an electrode array could be strongly limited by the presence of a conductive clay layer located at the surface (Hesse, 1990; Ward, 1990). In our context of a saline clay soil with water-saturated conditions, this may explain the best correlation of  $EC_{a2}$  measurements with the salinity stock and EC of 1/5 diluted aqueous extract of soil of the upper soil layer (Table V.6). The measurement depth of the widest electrode array used ( $a=30$  cm) seems more adapted to study the spatial variability of soil salinity in the upper layer (0-10 cm) than in the entire tillage horizon. The real measurement depth of  $EC_{a1}$  measurements should correspond only to a few centimeters.

This study has shown that electrical resistivity prospecting can be an effective method to spatially and temporally monitor the desalinization process of a vertic clayed soil in saturated conditions induced by flood irrigation in a paddy field. However, its weak investigation depth, with the occurrence of a conductive layer at the topsoil surface, limits its utility to shallow soil layers. With both electrode spacings used, the geophysical investigation depths were limited to a few decimeters and could not monitor salt stock changes in the entire tillage horizon (0-40 cm), corresponding to rice rooting depth. To increase the investigation depth, it will be necessary to test i) wider electrode spacing (though the spatial resolution will decrease) and ii) a different electrode array. Moreover, to improve our interpretation of spatio-temporal  $EC_a$  changes related to water and salt dynamics in a vertic soil, further work is recommended that combines microrelief topography characterization and crack monitoring.

## **IV. Conclusions**

In this study, electrical resistivity prospection was carried out to monitor spatially and temporally salt-content changes in the tillage layer of an acid saline vertisol located in a 100 m<sup>2</sup> irrigated experimental plot inside a paddy field along the Niger River. The desalinization process was managed by repeated flood irrigation and water removal. During the desalinization experiment, the removed salt stocks was 40.4 and 115.0 kg for the shallow soil layer (0-10 cm) and the whole tillage layer (0-40 cm), respectively. The results of apparent electrical conductivity measured over time in saturated conditions were correlated with EC 1/5 of soil aqueous extracts, but only for the upper horizons. Decreasing apparent electrical conductivity over time allowed the detection and survey of the desalinization process in the topsoil layer. The electrical resistivity method used in saturated conditions allows spatial and

temporal monitoring of salt-content changes in the shallow layer (0-10 cm) of this vertisol with a high spatial resolution. However, its weak depth of investigation induced by the highly conductive surface saline clay layer, limits its utility for monitoring salinity changes in the entire soil profile under the conditions of deep saline vertisol located in irrigated paddy fields. Nevertheless, these results are encouraging. They demonstrate the ability of electrical resistivity prospection, used in water-saturated conditions, to characterize and survey soil salinity changes in a vertisol with high resolution. They also confirm the need to analyze the role of bypass flow according to spatial and temporal crack network evolution and microtopography relief on the soil desalinization process by flood irrigation. Future work will be undertaken in this direction with three-dimensional electrical resistivity tomography using a multi-electrode set-up and time-lapse techniques.

## **2ème partie - Effet de deux modalités d'irrigation sur la salinité des sols**

Dans cette partie, on cherche à comparer l'effet de deux modalités d'irrigation, en termes de quantités d'apports d'eau et de durée d'infiltration sur la salinité des sols. Le suivi expérimental porte sur la quantité de sel exportée et de la variation du stock de sel dans les 60 premiers cm. Spécifiquement, on cherche à mettre en évidence l'effet des apports d'eau sur les variations de la conductivité électrique apparente (ECa). La comparaison est faite entre une première parcelle dont les résultats ont été présentés dans la première partie de ce chapitre et une deuxième parcelle adjacente. Les résultats seront présentés sous forme de comparaisons et les résultats détaillés de la parcelle 2 sont présentés en Annexes.

### **I. Matériel et méthodes**

#### ***1.1 La description de l'expérimentation***

Une seconde parcelle expérimentale carrée de 100 m<sup>2</sup> (10 m x 10 m) a été délimitée dans une parcelle de riz non exploitée caractérisée par une forte salinité du sol et à proximité immédiate de la parcelle 1 pour faciliter la comparaison de l'efficacité du processus de désalinisation des sols au sein des deux parcelles expérimentales soumises à des stratégies d'irrigation différentes. La conception des deux parcelles expérimentales est strictement identique (Cf. § 2.3 de l'article). A l'état initial, sa topographie est plate, sans microrelief marqué. Le sol était saturé en eau, mais sans présence de flaques d'eau à la surface et les fissures étaient refermées.

L'expérience de désalinisation sur la parcelle 2 a été menée du 13 juillet au 24 septembre 2009 avec un léger décalage de temps par rapport au suivi de la parcelle 1 pour mener à bien les différentes mesures et prélèvements sur les deux parcelles tout en s'adaptant aux conditions climatiques du moment (saison des pluies). Comme pour la parcelle 1, 6 m<sup>3</sup> d'eau (60 mm par m<sup>2</sup>) ont été utilisés pour chaque événement d'irrigation, correspondant au volume du réservoir disponible. 18 irrigations successives de 60 mm ont été appliquées sur la parcelle (Figure

V.11). Le lendemain de chaque irrigation, l'eau non infiltrée est évacuée, puis un nouvel apport est effectué.

Les mesures de la conductivité apparentes (ECa) et les prélèvements de sol sont effectués à l'état initial puis après chaque ensemble de 6 irrigations consécutives permettant de définir 3 périodes d'expérimentations de désalinisation (E1', E2', E3'). Les protocoles et les stratégies d'échantillonnage sont similaires à ceux détaillés dans l'article décrivant l'expérimentation de désalinisation sur la parcelle 1 (Cf. § 2.3). Ils concernent : i) des mesures géophysiques permettant de mesurer la conductivité apparente des sol (ECa) selon deux profondeurs d'investigation; ii) des prélèvements de sol à trois profondeurs (0-10 cm, 10-20 cm et 20-40 cm) à partir desquels sont déterminés la conductivité électrique sur extrait dilué 1/5 et les résidus sec en sels ; iii) les prélèvements de l'eau apportée par irrigation et de l'eau évacuée par le drainage pour déterminer sa conductivité électrique (EC) et son résidu sec en sel.

## ***1.2 Traitement des données et analyses statistiques***

Le calcul des bilans a été effectué selon les mêmes modalités que pour la parcelle 1 (Cf. § 2.4) : i) le bilan hydrique de la période de suivi ; ii) le bilan salin de l'eau (irrigation/drainage) permettant de quantifier le stock sel réellement exporté du sol par l'eau évacuée ; iii) le bilan des stocks de sels dans le sol ;

Pour analyser la propagation des incertitudes dans le calcul du bilan hydrique et salin, des simulations de Monte-Carlo (Nicolas et Stanislas, 1949) ont aussi été effectuées en utilisant le logiciel @Risk software ver. 4 (Palisade, 2005) avec la même distribution de probabilité pour chaque variable d'entrée que pour la parcelle 1 (Tableau V.2) et un même nombre de 100000 itérations.

Afin de comparer les effets des deux stratégies d'irrigation, il est nécessaire de comparer les bilans d'eau et de sel pour une même durée de saturation en eau des sols. Ainsi les comparaisons de l'évolution des valeurs *CEa* du sol, des stocks de sels exportés par l'eau de drainage et des stocks de sel restants dans le sol entre les deux parcelles se fondent sur la base de la durée des 3 expérimentations de désalinisation de la parcelle 2 (E1' à E3').

L'analyse des données a été adaptée en fonction de notre échantillonnage systématique synchrone et statique, où les lieux de prélèvement d'échantillons aux dates successives

correspondent. Cela implique qu'une corrélation temporelle est possible entre les estimations moyennes au même point dans le temps (Gruijter et al., 2006). Les comparaisons statistiques des moyennes ont été basées sur des t-tests pour échantillons appariés afin de tester l'évolution significative des moyennes spatiales entre les périodes.

## **II. Résultats**

### ***II.1. Comparaison des termes du bilan hydrique***

La figure V.11 présente la distribution dans le temps des apports d'eau (pluies et irrigations successives) et des pertes d'eau (évaporation et vidange de l'eau non infiltrée : la période d'expérimentation E1' de la parcelle 2 coïncide approximativement avec le cumul des périodes E1 à E3 de la parcelle 1, la période E2' avec la période E4 et la période E3' au cumul des périodes E5 à E6

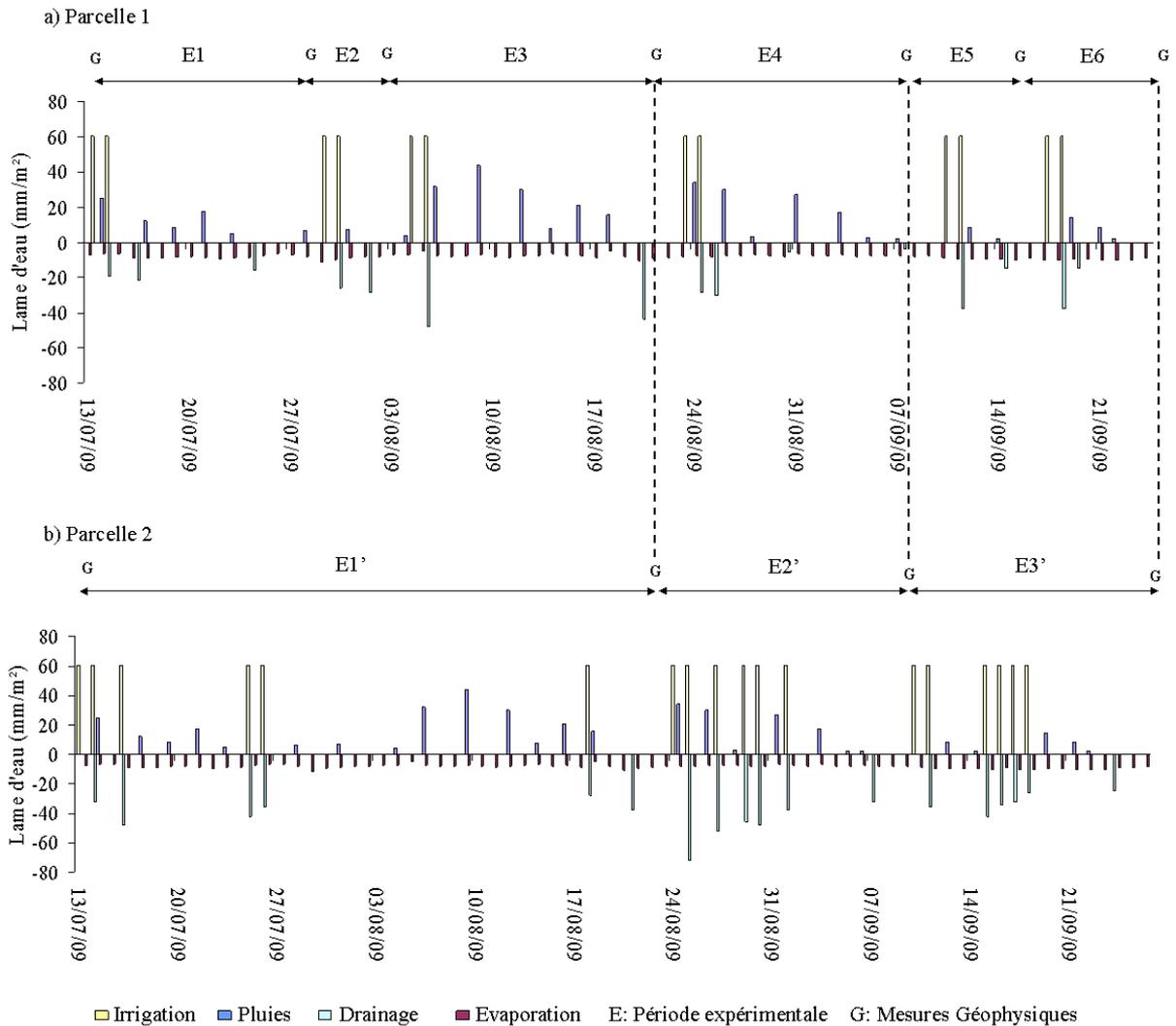


Figure V.11 : Distribution des entrées (irrigation et pluies) et des sorties d'eau (vidange et évaporation) pendant les expérimentations de désalinisation menées sur la parcelle 1 (a) et sur la parcelle 2 (b). Le symbole G identifie les dates des prospections géophysiques; E1 à E6 et E1' à E3' précisent les périodes expérimentales de désalinisation entre deux prospections géophysique successive respectivement sur les parcelles 1 et 2.

La figure V.12 montre l'évolution des quantités d'eau entrées et sorties durant le suivi des deux parcelles. Pendant les périodes d'expérimentations que les quantités d'eau en entrée et en sortie au niveau de la parcelle 2 dépassent généralement celle de la parcelle 1 (Tableau V.7). Ainsi à la fin de la période E1', la quantité d'eau entrée dans la parcelle 1 ( $594\text{mm.m}^{-2}$ ) est proche, mais légèrement inférieure à celle entrée dans la parcelle 2 ( $598\text{mm.m}^{-2}$ ). Il en est de même pour la quantité d'eau sortie ( $525\text{mm.m}^{-2}$  pour la parcelle 1 et  $535\text{mm.m}^{-2}$  pour la parcelle 2), l'eau infiltrée ( $69\text{mm}$  pour la parcelle 1 et  $63\text{mm}$  pour la parcelle 2) et le taux

d'infiltration (1,7 mm pour la parcelle 1 et 1,5mm pour la parcelle 2). A la fin de la période E2', les différents termes du bilan d'eau (eau entrée, eau sortie, eau infiltrée, taux d'infiltration) sont de l'ordre du double pour la la parcelle 2 par rapport à la parcelle 1 (Tableau V.7). Elles sont respectivement de 476 mm et 236 pour les entrées ; 414mm et 202mm pour les sorties, 62 mm et 34 mm pour l'eau infiltrée ; et 3,6 mm.j<sup>-1</sup> et 1,8 mm.j<sup>-1</sup> pour le taux d'infiltration. Concernant la période E3', les entrées, la sorties au niveau de la parcelle 2 représentent environ 1,4 fois celles de la parcelle 1 et 1,5 fois pour les eaux infiltrées (tableau V.7).

A la fin de l'expérimentation, un apport total d'eau de 1470mm.m<sup>-2</sup> a été réalisé dans la parcelle 2 alors que dans la parcelle 1, il n'a été que de 1106mm.m<sup>-2</sup>. Les quantités d'eau vidangées en sortie du dispositif sont de 1302 mm.m<sup>-2</sup> et de 973 mm.m<sup>-2</sup> respectivement pour les parcelles 2 et 1. Les quantités d'eau infiltrées sont de 168 mm.m<sup>-2</sup> pour la parcelle 2 contre 132mm.m<sup>-2</sup> pour la parcelle 1 avec respectivement un taux d'infiltration de 2,6 mm.j<sup>-1</sup> et de 1,8 mm.j<sup>-1</sup>. Ces taux d'infiltration sont proches des valeurs de la conductivité hydraulique à saturation mesurée sur les échantillons non remaniés par la méthode Wind : 2,48 mm.j<sup>-1</sup> pour le premier horizon et 1,5 mm .j<sup>-1</sup> jour pour le deuxième horizon (Cf. Chapitre II, §III.32).

*Tableau V.7. Comparaison des quantités d'eau entrée (Qe), des quantités d'eau sortie (Qs), des quantités d'eau infiltrée (EI) et du taux d'infiltration (TI) dans les parcelles 1 et 2 durant les différentes expériences.*

Expériences	Parcelle1				Parcelle 2			
	Qe (mm.m <sup>-2</sup> )	Qs (mm.m <sup>-2</sup> )	EI (mm.m <sup>-2</sup> )	TI (mm.j <sup>-1</sup> )	Qe (mm.m <sup>-2</sup> )	Qs (mm.m <sup>-2</sup> )	EI (mm.m <sup>-2</sup> )	TI (mm.j <sup>-1</sup> )
E1'	594	525	69	1,7	598	535	63	1,5
E2'	236	202	34	1,8	476	414	62	3,6
E3'	276	247	29	1,9	396	353	43	2,7
Total	1106	974	132	1,8	1470	1302	168	2,6

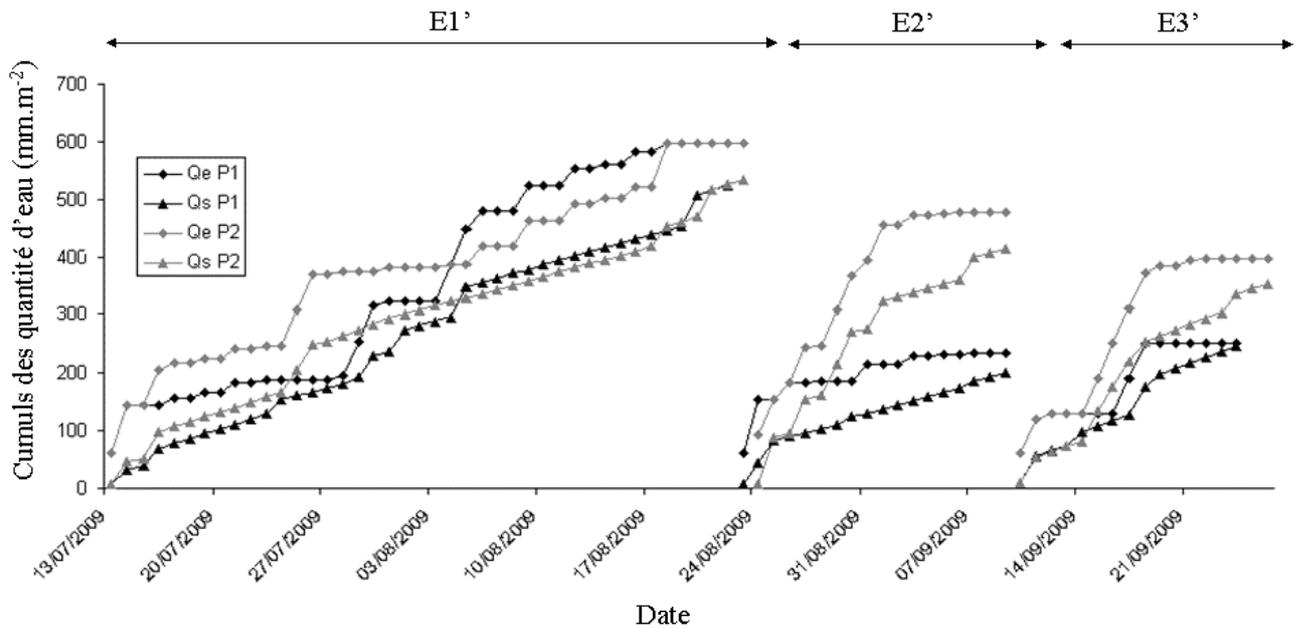


Figure V.12 - Evolution des cmuls de quantité d'eau entrée ( $Q_e$ ) et de la quantité d'eau sortie ( $Q_s$ ) durant les trois périodes expérimentales ( $E1'$  à  $E3'$ ) au niveau des deux parcelles.

## II.2. Comparaison des bilans de sel dans l'eau

Le tableau V.8 synthétise les résultats comparatifs du bilan des quantités de sels contenus dans l'eau apportée par irrigation et exportée par drainage au sein des 2 parcelles. On observe une exportation des sels sur les 2 parcelles. La quantité de sel exportée est décroissante dans le temps au niveau de la parcelle 2. Elle est respectivement de 12 kg pour la période  $E1'$ , 9 kg pour la période  $E2'$  et de 2 kg la période pour  $E3'$ . Pour la parcelle 1, elle est de 6 kg pour la période  $E1'$  puis se stabilise à 3 kg pour les périodes  $E2'$  et  $E3'$ . Lors de la première expérimentation, la quantité de sel exportée au niveau de la parcelle 2 est deux fois plus élevée que celle exportée dans la parcelle 1 ; lors de la période  $E2'$ , elle est de l'ordre du triple, mais à la dernière période  $E3'$ , les quantités de sel exportées sont pratiquement similaires. La quantité totale de sel exportée sur la parcelle 2 équivaut à 2 fois la quantité de sel exportée sur la parcelle 1 soit respectivement 23 kg et 12 kg de sel évacué par l'eau drainée sur une superficie de 100m<sup>2</sup>.

*Tableau V.8 - Comparaison des quantités de sel entrées (Se) par irrigation, des quantités de sel sorties (Ss) par vidange, des quantités de sel exportées par l'eau (E) et du taux d'infiltration (TI) dans les parcelles 1 et 2 durant toute la période d'expérimentation.*

Expériences	Parcelle 1				Parcelle 2			
	Se <i>kg.100m<sup>-2</sup></i>	Ss <i>kg.100m<sup>-2</sup></i>	E <i>Kg.100m<sup>-2</sup></i>	TI <i>mm.j<sup>-1</sup></i>	Se <i>kg.100m<sup>-2</sup></i>	Ss <i>kg.100m<sup>-2</sup></i>	E <i>Kg.100m<sup>-2</sup></i>	TI <i>mm.j<sup>-1</sup></i>
E1'	4	10	6	1,7	4	16	12	1,5
E2'	1	4	3	1,8	4	13	9	3,6
E3'	3	5	3	1,9	4	6	2	2,7

### ***II.3 Comparaison des bilans de sel dans le sol***

Les variations dans le temps des stocks de sel dans le sol ont été analysée par comparaison des moyennes des différences des stocks de sel observées d'une part par rapport au stock initial après chaque expérience de désalinisation (DI) et par comparaison des moyennes des différences entre chaque expérience de désalinisation (DPE) a été réalisée (Tableau V.9).

Comme dans la parcelle 1 (première partie du chapitre), la parcelle 2 présente une diminution des valeurs moyennes de la conductivité électrique des extraits 1/5 pendant la période expérimentale (Cf. annexes). Cette diminution s'accompagne d'une diminution des stocks de sel dans les trois horizons (0-10 cm ; 10-20 cm ; 20-40 cm) concernés par les prélèvements (Tableau V.9).

Au niveau de la parcelle1, les moyennes des stocks de sels sont significativement différentes de celles mesurées à l'état initial uniquement dans les deux premières couches (0-10 cm et 10-20 cm). Sur l'ensemble de l'horizon cultural (0-40cm), les stocks de sels ont diminué de seulement 56, 77 et 115 kg respectivement à la fin des périodes E1', E2' et E3'. La plus forte diminution du stock de sel s'observe dans la couche superficielle (0-10 cm) avec une perte de 40 kg de sel à la fin de période E3'. A la fin des expériences de désalinisation, les quantités de sels évacuées représentent 35, 22 et 11 % des stocks initiaux respectivement les couches de sols 0-10 cm, 10-20 cm et 20-40 cm. Sur l'ensemble de l'horizon cultural (0-40 cm) seul 19 % du stock initial de sels ont été exportés de la parcelle 1.

Au niveau de la parcelle 2, les variations des stocks de sels par rapport à l'état initial sont significatives à toutes les profondeurs d'investigations dès la fin de l'expérimentation E1'. Pour une épaisseur de 40 cm de sol, le stock de sel a diminué par rapport à l'état initial de 130, 201 et 249 kg respectivement à la fin des périodes de désalinisation E1', E2' et E3'. En considérant séparément les 3 épaisseurs de sol, on remarque que les plus fortes diminutions de stock de sels par rapport à l'état initial s'observent au sein de la couche la plus profonde (20-40 cm). A la fin de l'expérience E3', les diminutions des stocks de sel par rapport à l'état initial sont de 75 kg, 50 kg et 124 kg respectivement au sein des couches de sol : 0-10 cm, 10-20 cm et 20-40 cm. Cependant pour chacune des couches suivies, la quantité de sel évacuées par chaque période de désalinisation (DPE) diminue dans le temps de l'expérience E1' à E3'.

A l'état initial, le stock de sel estimé au sein de la parcelle 2 était respectivement de 135, 149, 359 kg de la couche superficielle (0-10 cm) à la couche la plus profonde (20-40 cm), ce qui correspond à un stock total de 643 kg pour l'ensemble de l'horizon de labour (0-40cm). A la fin des expériences de désalinisation, la quantité de sel extraite représente ainsi 55, 34 et 34 % du stock initial estimé respectivement pour les couches 0-10 cm ; 10-20 cm, et 20-40 cm. Sur l'ensemble de l'horizon cultural (0-40cm), 249 kg de sels ont été évacués soit 39 % du stock initial. Le taux de sel exporté est le double de celui observé au sein de la parcelle 1.

*Tableau V.9. Evolution des pertes de sel pour les trois couches de sol pendant les périodes expérimentales (E1' à E3'). Moyenne et erreur type des différences par rapport à l'état initial (DI) et des différences par rapport à la date de prélèvement précédente (DPE). Les chiffres en gras représentent des différences significativement différentes de 0 (test de Student, alpha = 0,05)*

Profondeur (cm)	DI ou DPE (kg/100m <sup>2</sup> )	Parcelle 1			Parcelle 2		
		E1'	E2'	E3'	E1'	E2'	E3'
0-10	DI	-27(6)	-35(7)	-40(7)	-51(8)	-66(9)	-75(9)
	DPE	-8(2)	-7(1)	-1(2)	-51(8)	-15(3)	-9(2)
10-20	DI	-15,5(5)	-20,1(5)	-35,6(5)	-22(4)	-41(4)	-50(4)
	DPE	-1,4(1)	-4,5(1)	-16,5(6)	-22(4)	-20(4)	-8(2)
20-40	DI	-13(10)	-21(11)	-38(16)	-57(10)	-94(10)	-124(10)
	DPE	5(4)	-8(1)	-27(19)	-57(10)	-37(6)	-30(6)
0-40	DI	-56(22)	-77(23)	-115(19)	-130(14)	-201(14)	-249(13)
	DPE	-5(7)	-21(2)	-45(23)	-130(14)	-71(8)	-48(6)

#### **II.4. Effet de la quantité d'eau utilisée**

Pour évaluer l'effet de la quantité d'eau utilisée sur la salinité des sols des parcelles expérimentales, une comparaison de l'évolution de la quantité de sel exportée, de la variation de la conductivité électrique apparente et du stock de sel dans le sol au niveau des deux parcelles expérimentales est présentée dans la figure V.6.

La figure V.6.A montre l'évolution de la conductivité électrique apparente (ECa2) en fonction des quantités d'eau utilisées. On remarque une diminution de la ECa2 avec l'augmentation de la quantité d'eau apportée par les phases d'irrigation. Cette diminution est plus importante en début qu'en fin de campagne. La ECa moyenne de la parcelle 1 est plus élevée que celle de la parcelle 2 en début d'expérimentation. En début d'expérimentation, les valeurs moyennes de ECa2 sont de l'ordre de 5,6 dS.m<sup>-1</sup> et 4,0 dS.m<sup>-1</sup> respectivement pour les parcelles 1 et 2, puis elles diminuent pour atteindre respectivement les valeurs de 1,3 dS.m<sup>-1</sup> et 1,5 dS.m<sup>-1</sup>.

L'amplitude de la variation de ECa2 est plus importante pour la parcelle 1 que pour la parcelle 2, mais la variation de ECa2 devient moindre en fin d'expérimentation. Au niveau de la parcelle 2, la ECa2 diminue pour atteindre rapidement une valeur-seuil alors que ECa2 mesurée dans la parcelle 1 continue de diminuer en fin d'expérimentation.

La figure 6B montre l'évolution du stock de sel contenu dans l'horizon cultural (0-40 cm) des deux parcelles expérimentales en fonction de la quantité d'eau apportée par les irrigations successives. A l'état initial, le stock moyen de sel sur la parcelle 2 (643 kg) est plus important que celui de la parcelle 1 (605 kg). On observe une diminution des stocks de sel sur les 2 parcelles avec l'augmentation des quantités d'eau apportées par l'irrigation pour atteindre en fin d'expérimentation des valeurs de 490 kg et 394 kg respectivement pour les parcelles 1 et 2.

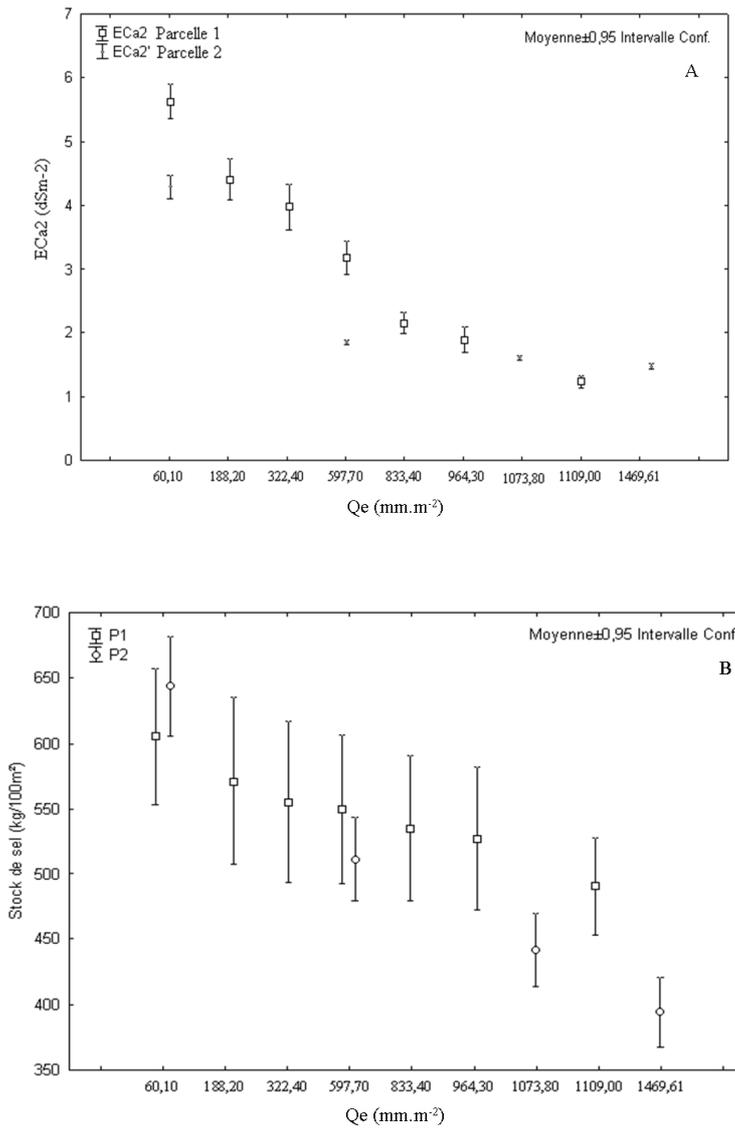


Figure V.6. Evolution en fonction de la quantité cumulée d'eau apportée par les irrigations successives : (A) de la conductivité électrique apparente de sol pour un écartement de 30 cm ; (B) du stock de sel total de l'horizon cultural (0-40 cm) pour les parcelles P1 et P2

### III. Discussion

#### *III.1 Désalinisation des sols en fonction de la quantité d'irrigation.*

La technique communément utilisée pour réduire et gérer la salinité des sols est la lixiviation avec d'abord un processus de dissolution des sels puis le transport de sels solubles par l'intermédiaire du mouvement de l'eau de l'horizon cultural vers la profondeur. Toutefois, la lixiviation des sels est peu efficace dans les Vertisols caractérisé par une faible conductivité hydraulique à saturation ( $K_{sat} : 2.5 \cdot 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ ). L'immersion suite à une irrigation d'un Vertisol initialement sec et fortement fissuré peut dans un premier temps provoquer la dissolution des sels précipités en surface du sol et sur la paroi des prismes. Les sels mis en solution peuvent être ainsi rapidement évacués vers la profondeur par l'écoulement de l'eau via l'important réseau de fissures. Le phénomène de gonflement des argiles (en particulier de type smectite) lors du processus de réhumectation du sol induit la fermeture progressive du réseau de fissures en surface limitant le débit d'infiltration de l'eau d'irrigation et le drainage des sels en profondeurs.

Sur l'ensemble de la durée des expérimentations, le taux d'infiltration de l'eau observé sur la parcelle 2 ( $2,6 \text{ mm.j}^{-1}$ ) est supérieure à celui relevée dans la parcelle 1 ( $1,8 \text{ mm.j}^{-1}$ ) (Tableau 7). Au niveau de la parcelle 1, les taux d'infiltration restent relativement proches quelque soit la période de suivi. Ils augmentent légèrement de  $1,7$  à  $1,9 \text{ mm.j}^{-1}$  respectivement de l'expérimentation E'1 à E3' (Tableau V.7). A l'inverse dans la parcelle 2, les variations du taux d'infiltration sont nettement plus marquées. Le débit d'infiltration augmente de plus du double entre l'expérimentation E1' et E2' pour atteindre  $3,6 \text{ mm.j}^{-1}$ . Les différences de taux d'infiltration observées entre les deux parcelles peuvent s'expliquer par : 1) la variabilité spatiale des réseaux de fissures et de la macroporosité entre les deux parcelles. Cette hypothèse ne peut néanmoins être vérifiée faute d'avoir quantifié les fissures des deux parcelles expérimentales ; 2) des différences de niveau de piégeage d'air dans une zone non saturée entre l'horizon cultural saturé et la nappe en profondeur entre les deux parcelles (Hammecker et al., 2003). Le processus de piégeage d'air diminue fortement la percolation de l'eau. Il est particulièrement marqué dans les Vertisols submergés par une irrigation, car la fermeture rapide des fissures peut piéger de l'air dans les prismes ; 3) des pertes latérales en eau plus importante dans la parcelle 2 liées à une moins bonne imperméabilisation des bordures du dispositif.

La stratégie menée sur la parcelle 2 avec un apport total d'eau de  $1470 \text{ mm.m}^2$  s'est montrée

la plus efficace avec une perte total dans le sols de 249 kg de sel (soit 24,9 tonnes de sels par hectare) représentant 38,7 % du stock de sels initial. Le stock de sel évacué est double de celui exporté dans la parcelle 1 pour un supplément d'irrigation de 364 mm.m<sup>-2</sup>. Mais, il faut noter que dans le cas de la parcelle 1, si le processus de désalinisation est rapidement marqué en surface, son expression en profondeur est plus tardive en lien avec des taux d'infiltrations plus faible. Au niveau de la parcelle 2, force est de constater que si le processus de désalinisation est certes plus intense en surface (0-10 cm) au début de l'expérimentation (E1'), à la fin des suivis (E3') il est relativement homogène sur l'ensemble de l'horizon (0-40 cm) du fait du fort taux d'infiltration observé sur cette parcelle qui facilite la lixiviation des sels en profondeur.

La quantité de sels éliminée dans l'eau par drainage est au total de 12 et de 23 kg,100m<sup>-2</sup>, soit de 1,2 et 2,3 tonnes par hectare, respectivement dans les parcelles 1 et 2. Cela représente une exportation en moyenne de 0,12 et de 0,13 tonnes de sels par hectare et par cycle d'irrigation/drainage. Ces flux de sels exportés dans l'eau de drainage sont inférieurs à ceux observés par Häefele et al. (1999) au Sénégal sur des sols argileux sodiques. Ils ont en effet montré au champ sur des parcelles ayant été labourées (à un état sec) que la submersion du sol pendant une durée de 3 à 4 jours permettait d'éliminer à chaque drainage une moyenne de 1 tonne de sel par hectare dans l'eau drainée. Si à chaque irrigation, il y a labour du sol submergé la quantité de sel évacué pouvait atteindre en moyenne 4,3 tonnes par hectare. Les quantités plus modérées de sels exportés à Kollo s'expliquent par l'abandon et le non travail du sol des parcelles suivies depuis environ 20 ans ayant induit un état de surface du sol plat limitant la surface d'échange avec l'eau d'irrigation. De plus le temps de submersion du sol au moment de chaque cycle irrigation/drainage était d'environ 12h (une nuit) et non pas de 3-4 jours. Enfin les sels de sulfates de calcium et de magnésium (Epsomite, Gypse, Hexahydrate) observés à Kollo présente des constantes de solubilités (Risacher et Fritz, 1984) à la température de 25°C supérieurs à celle de la Halite observée généralement dans les sols sodiques.

## **IV. Conclusion**

Lors d'expériences de désalinisation aux champs, des prospections électriques ont été mises en œuvre pour suivre la variabilité spatio-temporelle de la salinité dans un horizon cultural d'un Vertisol sulfaté magnésien. La désalinisation a été induite par des cycles de

submersion/drainage du sol. Les expériences de désalinisation menées à Kollo ont permis d'éliminer 115 kg et 249 kg de sel de l'horizon cultural (0-40 cm) pour des irrigations cumulées de 1106 et 1470 mm.m<sup>-2</sup> respectivement au sein des parcelles 1 et 2 étudiées. Les mesures dans le temps de la CEa sont corrélées à la CE 1/5 principalement au sein de l'horizon de surface. Les diminutions dans le temps de CEa permettent de suivre dans l'espace et dans le temps la diminution de la teneur en sels de l'horizon superficiel du Vertisol avec une fine résolution spatiale. Cependant, la faible profondeur d'investigation de la méthode dans ce milieu limite son utilité pour suivre les variations de teneurs en sel sur toute l'épaisseur du sol. Néanmoins, ces résultats sont encourageants car ils montrent la capacité de la prospection électrique effectuée en condition de sol saturé en eau de caractériser et de suivre dans l'espace et dans le temps les variations de la salinité d'un Vertisol avec une fine résolution.

## Chapitre VI

### Synthèse et perspectives

#### Rappel des objectifs de la thèse

L'étude de la variabilité spatio-temporelle de la salinité des périmètres irrigués de la vallée du fleuve Niger est mal connue. La majorité des études existantes concerne en effet les mécanismes et processus de salinisation des sols irrigués et ont peu abordé les variations spatiales de la salinité et les dynamiques temporelles associées.

La thèse avait pour objectif d'étudier la variabilité spatio-temporelle de la salinité des sols tout en mettant en relation les méthodes qui permettent d'identifier cette variabilité. Des approches complémentaires ont été pour cela mises en œuvre, à savoir : i) la cartographie de la salinité à haute résolution spatiale à partir de méthodes géophysiques non destructives permettant de décrire l'extension spatiale de la salinité et de sa profondeur d'apparition ; ii) l'analyse conjointe de l'évolution saisonnière de la salinité de sols et du fonctionnement hydrique des sols, en tenant compte des caractéristiques des sols et des pratiques d'irrigation ; iii) la caractérisation *in situ* de la dynamique temporelle de la salinité lors d'une expérience de désalinisation des sols, testant l'aptitude de méthodes géophysiques non destructives à détecter l'évolution de la salinité dans le massif argileux soumis à un traitement répété d'apport et de retrait d'eau initialement peu salée.

#### Principaux résultats acquis

##### *Caractéristiques et organisation des sols*

L'étude des sols de la zone a permis de mettre en évidence la spécificité des sols de Kollo comparativement aux sols des autres périmètres irrigués de la vallée du fleuve Niger. En effet, les sols présentent certaines caractéristiques des sols sulfatés acides souvent rencontrés dans les zones côtières à mangroves et identifiés par exemple en Basse-Casamance au Sénégal (Boivin, 1990 ; Montoroi, 1996), mais jamais auparavant dans des zones alluviales continentales éloignées des côtes. Situé sur la terrasse T4 de la vallée du fleuve Niger au sud

est de Niamey, le site d'étude présente des sols vertiques et salés à pH acide.

L'organisation latérale des sols est marquée par la présence d'un matériau très argileux variant de 80 cm à 150 cm d'épaisseur et surmontant une terrasse sablo-graveleuse. Au sein de ce matériau, différents horizons ont été distingués sur la base de critères morphologiques, selon leur structure, la présence de taches d'oxydo-réduction ou celle de cristaux de sels. Des structures *polyédrique anguleuse* et/ou *prismatique* sont observées avec une présence généralisée de caractères morphologiques attribués à l'hydromorphie, notamment des taches d'oxydoréduction ou des concrétions. Les sols salés se limitent à un secteur du périmètre irrigué proche de la digue. Une fissuration importante se développe dès que les sols s'assèchent et crée un réseau de fissures larges de plus de 2 cm, séparées de l'ordre de 40 cm, associé à un réseau de fissures plus fines et plus denses.

Les paramètres hydrodynamiques des horizons argileux ont été caractérisés par des méthodes de laboratoire (banc Wind), qui évaluent une conductivité hydraulique des horizons faible, inférieure à  $2,5 \cdot 10^{-8}$  m/s, dans une large gamme d'humidité à partir de la saturation. Ces estimations apparaissent représentatives de situations où les rizières sont réhumectées de longue date, permettant la saturation des sols et la fermeture progressive des fissures. Par contre, ces protocoles de mesure ne permettent pas d'évaluer les vitesses de transferts dans les situations transitoires caractérisées par un état initial sec, avec des fentes larges et profondes, soumis à un apport d'eau brusque par irrigation.

L'analyse hydrostructurale mettant en relation le volume du sol en fonction de sa teneur en eau indique une porosité essentiellement microporale avec un retrait quasi-linéaire au cours du dessèchement jusqu'au point d'entrée d'air dans la microporosité. En conséquence, la porosité au sein des prismes est pratiquement saturée en permanence par l'eau, y compris en période de dessèchement du sol : d'où la nécessité d'analyser l'importance des processus d'hydromorphie et le rôle probable de la géochimie du fer, mal élucidé dans ce travail.

Sur le plan minéralogique, la kaolinite, les smectites et l'illite constituent les principaux minéraux d'argile, avec la prédominance de kaolinite en surface et de smectites en profondeur. Ces minéraux sont hérités ou néoformés dans des conditions climatiques locales. La néoformation de ces minéraux s'est faite à partir de la désilification des smectites ferrifères qui libère le fer qui se cristallise en goethite avec apparition d'une couleur rouge (Vingiani et al., 2004 ; Cuaros et Dudek, 2006) ; d'où la présence de la goethite identifiée dans les taches

rouges des échantillons prélevés sur les prismes.

La salinité des sols est contrôlée par un processus géochimique majeur influencé par la précipitation et la dissolution de minéraux de sulfate de magnésium et de calcium, de type hexahydrate, epsomite et gypse, en fonction des états d'humidité des sols.

### ***La méthodologie de la cartographie de la salinité***

La cartographie de la salinité des sols du périmètre de Kollo à différentes profondeurs et le suivi de l'évolution des structures spatiales ont permis de mettre en évidence la variabilité spatio-temporelle de la salinité.

La conjonction de plusieurs difficultés rendaient initialement l'analyse spatiale délicate: (i) la dureté des matériaux argileux à l'état sec, limitant le prélèvement en profondeur et la cartographie par des techniques d'interpolation ; (ii) les variations extrêmes d'humidité du sol au sein du périmètre influençant les mesures de résistivité apparente, tout en interférant avec l'effet des variations de la salinité, et enfin (iii) l'existence de gradients de salinité sur de courtes distances, notamment entre l'extérieur et l'intérieur des prismes des sols verticaux.

Pour contourner ces difficultés, une méthode en partie originale a été développée, fondée sur le couplage de prélèvements classiques de sols et de mesures géophysiques de la résistivité apparente.

L'originalité de l'approche réside dans trois caractéristiques particulières de la démarche :

- une stratégie d'échantillonnage à deux niveaux, le premier permettant une phase d'apprentissage, le second dédié à la phase d'extrapolation ;
- une approche de prédiction fondée sur la construction d'arbres de régression connus pour être efficaces dans le traitement de données manquantes et la formalisation de relations non linéaires ;
- une prédiction de la salinité à plusieurs niveaux de profondeur permettant d'analyser le profil vertical de salinité.

Cette démarche s'est avérée performante, puisqu'elle a permis de décrire les grandes tendances spatiales de la salinité sur le périmètre d'étude, avec une précision satisfaisante (RMSE de l'ordre 0,7 dS/m). Elle a également permis de constater qu'à trois ans d'intervalle (2008 versus 2011), cette structure spatiale n'avait pas évolué de façon significative, malgré l'occurrence de l'événement exceptionnel d'une crue centennale du Niger.

### ***La variabilité spatio-temporelle de la salinité***

Le couplage des mesures ponctuelles de la conductivité électrique des sols et de mesures géophysiques de la résistivité apparente des sols nous a permis de mettre en évidence la variabilité spatiale et temporelle de la salinité des sols de Kollo. La salinité du sol varie latéralement suivant un gradient décroissant depuis la digue jusqu'à l'intérieur du périmètre irrigué. Nous avons aussi observé des variations verticales de salinité avec des profils ascendants ou descendants imputables à l'usage de la parcelle : les profils sont ascendants dans le cas de parcelles non exploitées et descendants dans le cas de parcelles rizicoles irriguées.

Un suivi mensuel de la salinité pendant 13 mois montre que les variations saisonnières, liées à la pluviométrie naturelle et aux campagnes d'irrigation, affectent le profil vertical, mais perturbent peu les variations latérales, alors que ces dernières sont de plus grande amplitude.

### ***Dynamique de la nappe et processus géochimique***

La nappe du site d'étude fluctue en situation non irriguée de 80 à 140 cm en saison sèche et de 20 à 70 cm en saison des pluies. En situation irriguée, les fluctuations sont plus atténuées, mais des variations de niveau de nappe sont néanmoins observées entre 10 et 120 cm de profondeur. Ces variations sont sous le contrôle des eaux de pluies et des apports par irrigation, avec un effet des eaux de pluie plus marqué dans les zones non irriguées. Il ne semble pas y avoir d'effet direct du fleuve sur la dynamique de la nappe du périmètre : la nappe est apparemment confinée et sans connexion directe avec celle du fleuve.

La composition chimique des eaux de la nappe est essentiellement contrôlée par les sulfates et le magnésium. La dissolution des minéraux de sulfate et de magnésium est à l'origine du faciès géochimique sulfaté magnésien, dominant tout au long de l'année.

Ce faciès est communément rencontré dans les mangroves qui sont des milieux sulfatés réoxydés d'origine marine avec beaucoup de magnésium et de sodium. Comment expliquer dans notre cas l'absence de sodium, si à l'origine le site était une ancienne mangrove? Indépendamment du fait qu'on soit loin des milieux estuariens, les mangroves datent de l'Holocène et pendant cette période la remontée marine a envahi les grands fleuves d'une dizaine de mètres (Scholl, 1964 ; Scholl et Stuiver, 1967 ; Scholl, et al, 1969), ce qui n'est pas suffisant pour expliquer la présence d'un tel milieu fossile à Kollo, situé à 170-180 m d'altitude.

Le site d'étude disposerait donc d'une réserve géochimique de type sulfato magnésien, héritée du matériau parental (Guero, 2000) : celle-ci est tellement importante par rapport au potentiel géochimique des eaux d'irrigation que l'effet de ces dernières est à ce stade d'évolution quasi négligeable. L'étude minéralogique corrobore cette hypothèse, puisque les principaux minéraux mis en évidence sont l'hexahydrate, l'epsomite, et le gypse.

On note également la possible existence de Wattervilleite ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) et de carbonate de sodium hydraté ( $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ).

Les sols étudiés sont caractérisés ainsi par leur grande réserve de minéraux de sulfates de magnésium, de calcium et de sodium avec une dominance de l'hexahydrate et du gypse, dont leur proportion augmente avec la profondeur.

### ***Suivi de la désalinisation d'un sol par prospection électrique***

Le suivi de désalinisation des sols par prospection électrique, réalisée sur deux parcelles expérimentales, a permis de montrer que la méthode testée est plus efficace pour les horizons de surface. On a noté sur la parcelle 1, une diminution significative de la conductivité électrique (CE 1:5) et du stock de sel de l'ordre de 40, 36 et 38 kg respectivement dans les couches de sol de 0-10, 10-20 et 20-40 cm. Les conductivités électriques apparentes (CEa) sont corrélées aux CE 1:5 et aux stocks de sel. La corrélation la plus élevée ( $R = 0,57$ ) est observée entre la CEa mesurée avec un espacement des électrodes de 30 cm et la CE 1:5 de la couche des sols superficiels (0-10 cm).

La comparaison des deux placettes expérimentales de l'expérience de désalinisation a révélé que les apports d'eau, selon deux modalités différentes d'irrigation, avaient permis d'éliminer 115 kg et 249 kg de sel de l'horizon cultural (0-40 cm) pour des irrigations cumulées de 1106 et 1470  $\text{mm} \cdot \text{m}^{-2}$ . Ces exportations de sel représentaient respectivement 19 et 39% des stocks initiaux de sels de la couche (0-40 cm). On montre ainsi que l'efficacité de la désalinisation n'est pas directement proportionnelle à la quantité d'eau apportée, mais que les modalités d'apport ont également une influence significative. Une optimisation de ces modalités apparaît comme la voie majeure à développer afin de limiter les quantités d'eau à mobiliser pour réduire la salinité des sols.

## **Proposition d'un schéma conceptuel du fonctionnement des sols du périmètre**

Les données acquises lors de cette étude nous permettent de proposer un schéma conceptuel de fonctionnement des sols du périmètre, en fonction des situations (non irrigué ou irrigué) et de leur évolution dans l'année. Quatre périodes, calées sur les saisons climatiques, ont été distinguées en situation non irriguée (Figure VI.1). Trois périodes, fondées sur les calendriers culturels de l'implantation du riz, ont été définies en situation irriguée (Figure VI.2). Au cours de chacune de ces périodes, les principaux flux d'eau et les principaux processus affectant la salinité des sols sont identifiés en lien avec la hauteur de la nappe phréatique et les états d'humidité et de fissuration des sols. Une estimation des flux d'eau (exprimés en mm/jour) est donnée quand leur ordre de grandeur est connu : ces chiffres peuvent néanmoins être très variables, notamment pour les précipitations dont la variabilité spatio-temporelle est très forte.

### *En situation non irriguée (Figure VI.1)*

- au cours de la saison sèche (stade NI-1), l'intense évaporation provoque une cristallisation séquentielle des sels en surface, par remontée capillaire ou diffusion au sein des prismes. On voit ainsi apparaître principalement l'hexahydrate qui précipite en surface et le long des parois des fissures qui restent largement ouvertes. On note une baisse considérable du niveau de la nappe et une concentration de ses eaux. Cependant, on observe également des écoulements latéraux dus aux apports d'eau par irrigation des parcelles connexes. Lors de cette période, le fonctionnement hydrique au sein des prismes est affecté par une dessiccation progressive et une phase de retrait, avec néanmoins persistance de la saturation en eau dans la porosité non fissurale dans une large gamme de potentiel hydrique.
- au début de la saison des pluies (stade NI-2), l'arrivée des premières pluies fait dissoudre les sels précipités. Ils sont lixiviés sur les parois des fissures et transportés en profondeur par des transferts rapides à travers le réseau fissural, dont l'importance reste à quantifier. Le niveau de la nappe remonte progressivement et on note un début de fermeture des fissures. On peut assister de nouveau à des remontées capillaires du fait de l'évaporation intense, en cas de délai important entre deux épisodes pluvieux.

- au cours de la saison des pluies (stade NI-3), la dissolution et la lixiviation des sels continuent avec la fermeture de la majorité des fissures. La remontée du niveau de la nappe est considérable et induit de nouvelles transformations géochimiques dans les horizons de surface. Il n'est pas exclu de voir à nouveau des précipitations de sels et des ouvertures de fissures, si le régime hydrique change temporairement au cours de cette période.
- au début de la saison sèche (stade NI-4), l'évaporation commence à s'intensifier, ainsi que la remontée capillaire et le début de dépôts de sel. On note une ouverture progressive des fissures, une baisse progressive du niveau de la nappe et un début de concentration de ses eaux.

*En situation irriguée (Figure VI.2)*

- au cours de la saison sèche (stade I.1), les apports d'eau par irrigation font fluctuer le niveau de la nappe : il s'en suit une dissolution des sels et une réduction du niveau de salinité de la nappe. On peut aussi observer une remontée par diffusion des sels avec la forte évaporation, mais les sels restent en solution. Il y a une forte concentration des cristaux de gypse dans la zone de battement de la nappe. Les sels sont lixiviés en profondeur et s'en suit des interactions chimiques entre les différents minéraux de sels en jeu.
- pendant la période d'interculture entre deux cultures de riz successives (stade I.2), la parcelle n'est pas irriguée pendant une durée de 1 à 2 mois, en fin de saison sèche. Cette période est marquée par une ouverture des fissures et un début de dépôts de sel en surface suite à l'évaporation et à des remontées capillaires. Le niveau de la nappe baisse progressivement.
- au cours de la saison des pluies (stade I.3), le niveau de la nappe augmente considérablement avec des fluctuations en lien avec les apports d'eau par irrigation. Des transferts rapides d'eau et de sels peuvent se produire lors de la reprise de l'irrigation à travers le réseau fissural, jusqu'au moment où celui-ci se referme. La lixiviation des sels vers la profondeur est ensuite augmentée en cours de période d'irrigation, en lien avec la lente infiltration de l'eau dans le sol.

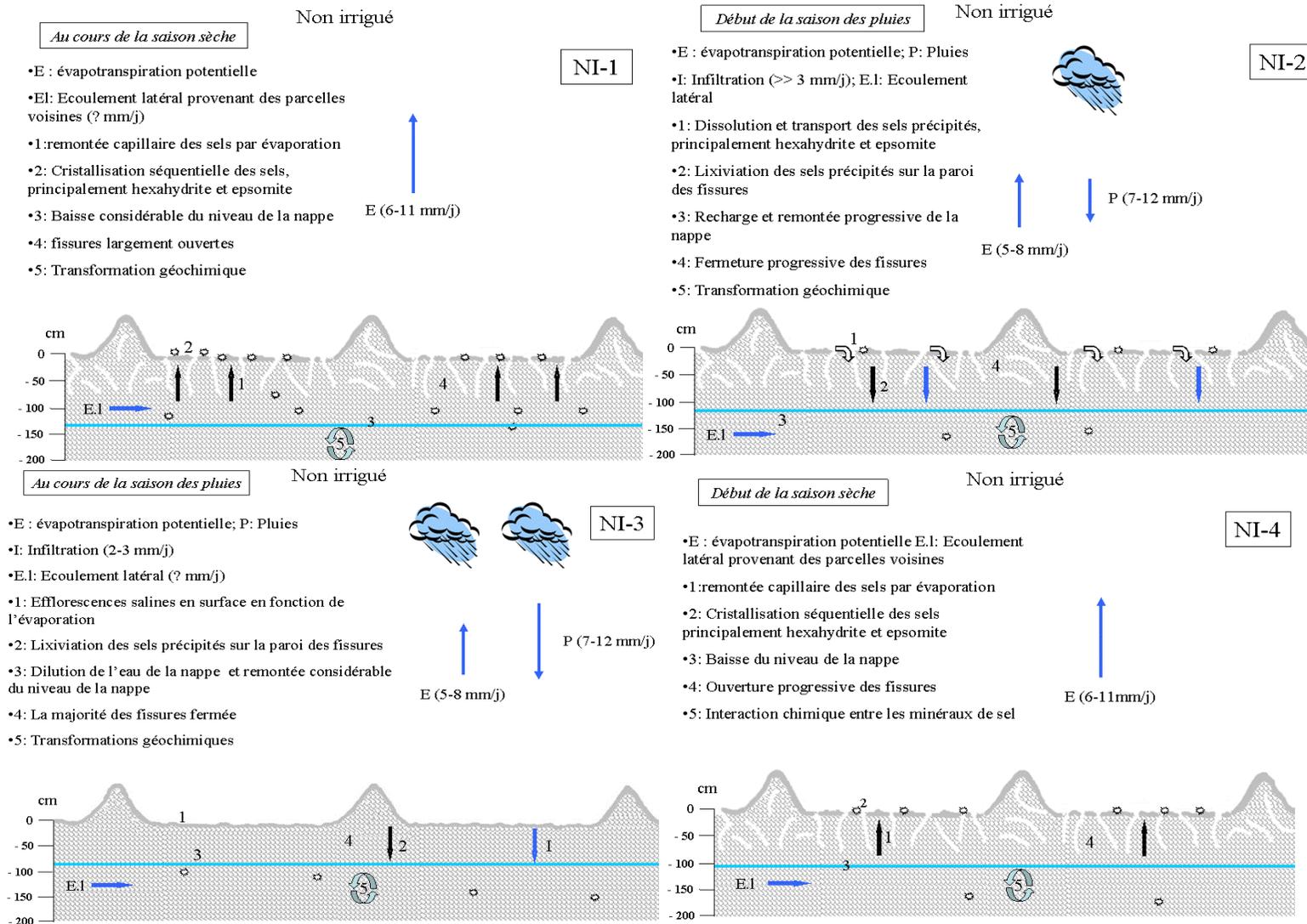


Figure VI.1 – Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et géochimique des sols en situation non irriguée, au cours de quatre stades majeurs des variations saisonnières : NI-1, au cours de la saison sèche ; NI-2, en début de la saison des pluies ; NI-3, au cours de la saison des pluies ; NI-4, en début de saison sèche. Les flux d'eau sont représentés par des flèches bleues et les flux de sels par des flèches noires.

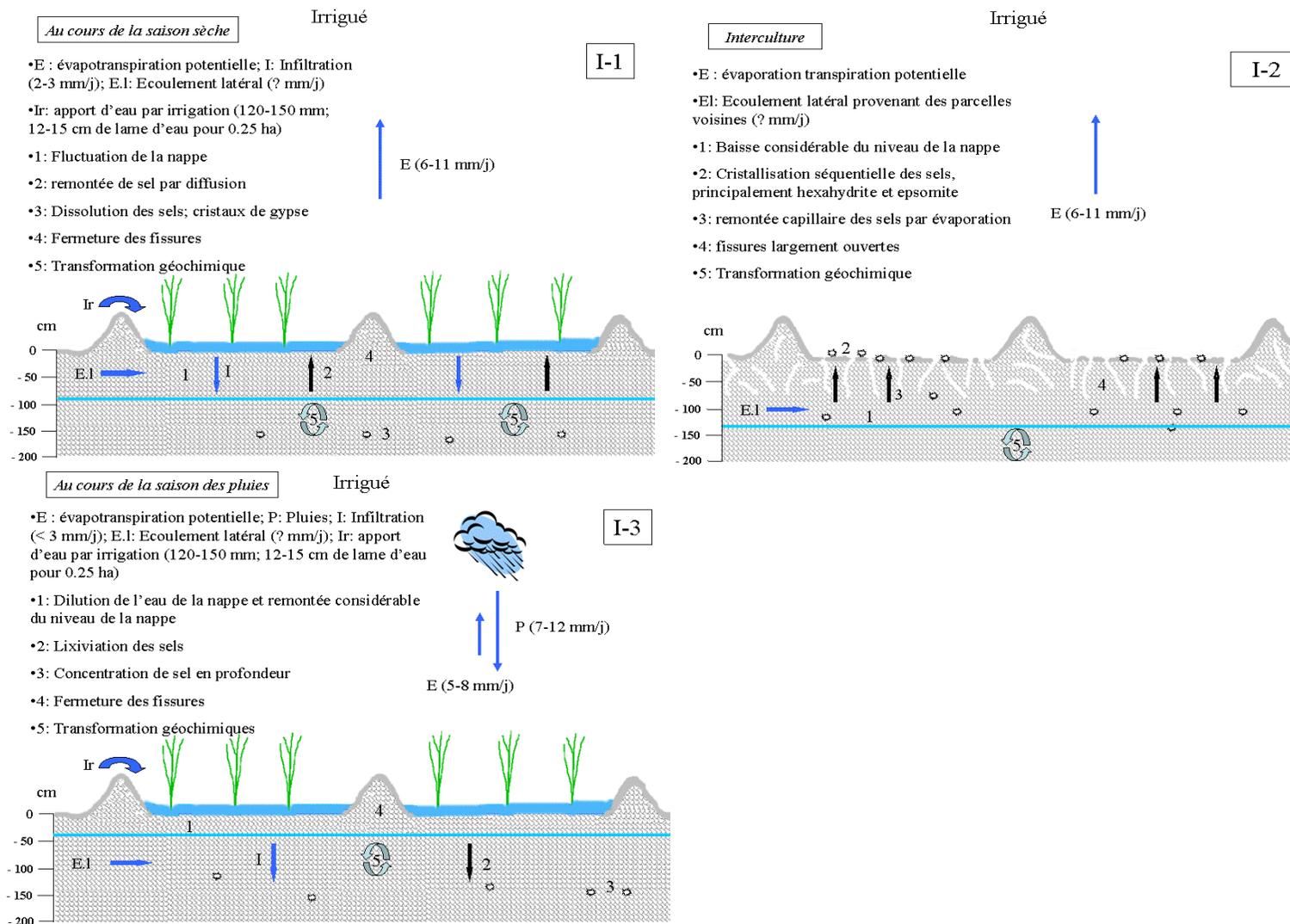


Figure VI.2 – Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et géochimique des sols en situation irriguée, au cours de trois stades majeurs des variations saisonnières : I-1, au cours de la saison sèche ; I-2, en interculture ; I-3, au cours de la saison des pluies. Les flux d'eau sont représentés par des flèches bleues et les flux de sels par des flèches noires.

## **L'apport des méthodes géophysiques en appui d'un suivi de la salinité des sols**

Dans cette étude, la méthode de prospection électrique a été utilisée pour suivre la variabilité spatio-temporelle de la salinité des horizons de surface d'un vertisol salé.

Cette méthode a permis de suivre la variabilité spatio-temporelle de la salinité entre 0-10cm du sol avec une haute résolution spatiale et dans des conditions d'humidité très variables. Cependant, la faible profondeur d'investigation induite par la couche argileuse salée et hautement conductrice, limite les possibilités de son utilisation sur des vertisols profonds. Dans ces milieux très conducteurs, le volume de sol intégré dans la mesure de résistivité apparente est en effet relativement faible et de ce fait, les variations de salinité en profondeur (> 60 cm) sont difficiles à détecter.

Néanmoins, ces résultats démontrent la capacité de la méthode géophysique par prospection électrique à suivre la variabilité spatio-temporelle de la salinité d'un sol en conditions saturées. Ils confirment également la nécessité d'analyser le rôle de la variabilité spatio-temporelle des réseaux de fissures et de la microtopographie sur le processus de dessalement des sols par des cycles de submersion des sols suivie d'une vidange de la lame d'eau apportée.

A l'avenir, il serait intéressant d'entreprendre un suivi spatio-temporel de l'évolution de la salinité au sein des prismes par des tomographies 3D de la résistivité électrique en utilisant un réseau multi-électrodes statique (Michot, 2003 ; Besson et al, 2010). Cette méthode 3D permettrait :

- d'acquérir à la fois des données avec une fine résolution en surface pour caractériser la variabilité spatio-temporelle de la salinité entre les parois et le cœur des prismes ;
- d'améliorer la profondeur d'investigation, mais avec une résolution moindre, en effectuant des mesures de résistivité apparente avec des espaces inter-électrodes croissant selon les possibilités du dispositif multi-électrodes utilisé.

Une analyse de la dynamique des réseaux de fissures lors des alternances gonflement/retrait des Vertisols, serait ainsi possible.

## **Perspectives de recherches**

### ***L'extension spatiale du système pédologique étudié***

L'extension spatiale du système pédologique étudié à Kollo reste encore mal connue. Il est nécessaire de savoir s'il s'agit d'un système exceptionnel très localisé ou s'il représente une part significative des périmètres irrigués le long du fleuve Niger. Les études antérieures (Barbiéro, 1994 ; Guéro, 2000) sur les périmètres irrigués le long de la vallée du fleuve Niger montraient déjà que le site de Kollo présentait des caractéristiques spécifiques non observées sur d'autres périmètres rizicoles du Niger, mais décrites dans des situations d'anciennes mangroves côtières.

L'étude de l'extension spatiale devait être menée à deux échelles distinctes :

- à l'échelle du périmètre, une stratégie d'échantillonnage sous la forme de toposéquences permettrait de faire des analyses structurales fines de l'organisation des horizons pédologiques dans deux directions, perpendiculairement et parallèlement au fleuve. Cette analyse guiderait une stratégie d'échantillonnage systématique aux nœuds d'une grille, pour faire une analyse géostatistique plus poussée du système pédologique (épaisseur des horizons argileux, salinité et hydromorphie à différentes profondeurs, pH in situ) sur l'ensemble du périmètre de Kollo (380 ha) ;
- à l'échelle du fleuve Niger, il faudrait faire une prospection systématique des dépôts alluviaux des bords du fleuve en s'appuyant sur les cartes existantes et l'imagerie satellitale et analyser des indicateurs simples (texture argileuse, pH acide, salinité...) permettant la reconnaissance de ces systèmes.

### ***Etude du fonctionnement des sols lors des situations transitoires***

L'étude des situations transitoires concerne le passage d'un régime stationnaire à un autre, qui ont été identifiées dans les schémas de fonctionnement (Figures VI.1 et VI.2), par exemple le passage de la saison sèche avec des sols très desséchés (mais pouvant être saturés au sein des prismes) et fissurés, à la saison humide. En réalité, nous avons très peu d'informations sur ces transitions, car toutes les mesures au laboratoire ou au champ (y compris l'expérience de désalinisation) ont analysé un régime stationnaire (par exemple, toutes les fentes sont fermées). Or, les situations transitoires pourraient constituer des moments stratégiques dans le fonctionnement des sols, qu'il apparaît indispensable de mieux caractériser.

Il existe des travaux réalisés *in situ* (Favre et al, 1997) ou au laboratoire (Greve et al, 2010) mettant en évidence le rôle des fissures et des chemins préférentiels sur le fonctionnement des sols. Cependant, des incertitudes existent toujours sur le fonctionnement hydrique des sols lors des situations transitoires. Ces incertitudes concernent surtout la dynamique des réseaux de fissure et la variabilité de la teneur en eau des prismes lors des phases successives de réhumectation et dessiccation.

Pour cela, on pourra s'intéresser dans le futur à :

- mieux caractériser le réseau de fissures (en 3D) par tomographie et suivre sa dynamique : les réseaux de fissures sont en effet très variables dans l'espace et dans le temps et dépendent du système d'irrigation. Des méthodes géophysiques à haute résolution spatiale, couplées à des mesures *in situ* (largeurs et profondeurs des fissures, humidité et salinité à différentes profondeurs), devraient permettre de mieux caractériser leur géométrie et leur dynamique temporelle.
- faire un suivi dans le temps de la teneur en eau des sols et du niveau de la nappe avec une forte résolution temporelle (si possible un suivi en continu), lors des périodes transitoires où des transferts rapides peuvent se produire vers la profondeur;
- essayer de distinguer les différences de comportement entre l'intérieur et l'extérieur des prismes, car il existe un gradient important de la teneur en eau de l'extérieur vers l'intérieur du prisme. Définir une stratification du prisme au sein de laquelle des échantillons de sols seront prélevés à différents niveaux
- utiliser des traceurs conventionnels (Br) pour mieux suivre les transferts hydriques (lors du suivi avec une forte résolution temporelle), afin de caractériser les chemins d'écoulement préférentiels en eau, mais également le temps de résidence de l'eau dans les fissures ou le cœur des prismes (Greve et al., 2010).

### ***Processus géochimiques***

Cette étude a permis de mettre en évidence le caractère original du faciès sulfato-magnésien des sols. Il est important de mener des études plus détaillées afin d'élucider cette caractéristique, notamment en adoptant de nouvelles méthodes d'investigation. Ces méthodes s'intéresseraient à la dynamique du fer en raison de l'hydromorphie généralisée, mais aussi de l'incapacité de relier les évolutions de conductivité électrique (CE) au cours du temps aux seules mesures des cations majeurs (hors Fer), montrant bien l'absence d'un élément majeur, qui est vraisemblablement le fer. Sur des rizières de la vallée du fleuve Sénégal, Boivin et al.

(2002) ont montré à partir d'échantillons d'eau prélevés dans des bougies poreuses et analysés au laboratoire, que l'augmentation de la concentration de magnésium dans la solution du sol est en partie due à la réduction et la dissolution des oxydes de fer et la fixation du  $\text{Fe}^{2+}$  sur les sites d'échange des minéraux d'argile.

L'analyse porterait surtout sur les variations saisonnières des conditions de réduction du fer dans les sols, en lien avec la dynamique de la nappe et la structure des horizons (intra versus inter-prismes). Pour cela, on s'intéresserait aux formes solubles de fer surtout le Fe (II), mais également ses formes solides puisque l'analyse minéralogique indique la présence de la goethite. Les prélèvements d'eau du sol doivent se faire dans des conditions qui respectent avant analyse le potentiel rédox in situ et évitent les réoxydations postérieures aux prélèvements. Cela suppose la mise en place d'un dispositif de prélèvement évitant tout contact avec l'air atmosphérique, comme celui utilisé par Jaffrezic (1997) mettant en œuvre une aliquote d'eau du sol non filtrée sur laquelle, sont mesurées le pH, la température, le potentiel d'oxydoréduction, la conductivité électrique ainsi que la concentration en fer (II). Les analyses complémentaires sont effectuées au laboratoire. Un tel dispositif paraît difficile de mettre en place dans le contexte du périmètre de Kollo, d'où la nécessité d'envisager des études au laboratoire sur des colonnes de sols.

Il faut aussi compléter l'étude par des observations géologiques et pédologiques très précises sur la localisation des taches et des couleurs.

### ***Vers une approche de modélisation des transferts***

Dans ce travail, nous n'avons pas pu tester par modélisation le transfert de l'eau et des solutés en lien avec les apports d'eau et la dynamique de la nappe. Initialement envisagée, cette approche de modélisation ne s'est pas faite pour deux types de raison : (i) une méconnaissance des processus majeurs qui régissent le régime hydrique et la salinité des sols de Kollo, ceux-ci présentant des caractéristiques intrinsèques et des faciès de la salinité, qui n'avaient pas encore été décrits ; (ii) une absence de données sur les principaux termes du bilan hydrique (Pluies, ETR, irrigation, infiltration) et sur les paramètres de transfert, qui rendait toute modélisation impossible. Ce constat nous a amené à privilégier des approches descriptives et expérimentales permettant d'identifier les échelles spatiales et temporelles pertinentes, ainsi que les processus dominants, au sein du secteur d'étude. Néanmoins, faute d'approche de modélisation, la description des processus et des flux, telle que schématisée dans les figures VI.1 et VI.2, reste qualitative et doit être confortée par des méthodes

numériques qui associent processus et conditions locales.

Il existe déjà des travaux (Hammecker et al, 2003 ; Ndiaye et al, 2008) qui ont estimé les flux hydriques et salins à partir de Hydrus 2D (Simunek et al., 1996) sur des sols de rizières. Ces auteurs insistent sur la complexité de l'estimation par modélisation des phénomènes de transfert dans ces milieux. En effet, le modèle ne prend pas en compte certains processus structuraux qui ont lieu dans les sols argileux gonflants, notamment les fissurations qui jouent un rôle important dans les transferts de l'eau et des sels en début d'irrigation dans les sols secs. Aussi, les transferts latéraux ne sont pas considérés en raison du caractère unidimensionnel de la modélisation. De plus, la présence d'une zone non saturée de faible épaisseur située entre la surface inondée et la nappe, peut être à l'origine d'un piégeage d'air qui limiterait les flux dans ces sols en diminuant fortement les débits de percolation de l'eau d'irrigation (Boivin et al., 1998 ; Hammecker et al, 2003). D'où la nécessité de recourir à des approches de modélisation qui prennent en compte les spécificités des Vertisols, notamment leur fissuration, mais qui simulent également les processus géochimiques au sein des sols, en particulier les processus de précipitation et de dissolution des sels.

Dans le futur, l'utilisation de la modélisation devrait tenir compte d'une bonne définition des conditions limites ou l'utilisation de logiciels qui gère mieux les flux d'eau et de solutés dans les conditions des sols de Kollo. A notre connaissance, il n'existe pas à ce jour d'outil de modélisation qui intègre l'ensemble des processus qui régissent le fonctionnement des sols vertiques et salés soumis à des pratiques d'irrigation. Néanmoins, des outils de modélisation existants pourraient servir de support à de tels développements : par exemple, le modèle Saltmed (Ragab, 2002), construit sur une base modulaire et orienté vers la gestion optimale des pratiques d'irrigation en milieu salé, associe des modules de transferts hydriques et salins, de croissance des plantes, notamment du riz, et de gestion de l'irrigation, tout en permettant la simulation de transferts latéraux au sein du domaine de simulation. L'introduction de modules supplémentaires dans ce modèle toujours en développement, simulant les transferts rapides par les réseaux de fissures et la dynamique des sels, permettrait d'initier une modélisation du système étudié.

## **Mise en valeur et réhabilitation des sols du périmètre**

Situé dans la vallée du fleuve Niger, le périmètre rizicole de Kollo a été aménagé pour la riziculture en double campagne. Cette activité contribue à la sécurisation alimentaire des exploitants. Cependant, les performances de ce périmètre sont limitées du fait de la

dégradation des sols par salinisation. Notre étude a révélé que l'extension de cette salinité est limitée à une zone proche de la digue du fleuve. Par ailleurs, la salinité du périmètre irrigué n'est pas imputable directement à la qualité des eaux d'irrigation, puisque celles-ci sont peu concentrées et que le faciès géochimique sulfato-magnésien des eaux de la nappe phréatique est apparu très stable en cours d'année et peu affecté par l'eau d'irrigation. Cette salinité est à relier aux caractéristiques intrinsèques des sols, dont l'étude minéralogique a révélé l'importance de minéraux de sulfate de magnésium et de calcium.

L'expérience de désalinisation a quantifié les flux de sels pouvant être exportés par des techniques de lavages successifs dans le but de réduire la salinité des sols ; elle a mis en évidence une faible performance de ce procédé, qui s'explique par la très faible conductivité hydraulique des sols dès lors qu'ils sont saturés, limitant la mobilisation des sels au sein des agrégats. Néanmoins, on peut espérer améliorer l'efficacité du processus de désalinisation et arriver à mobiliser et exporter les sels stockés plus en profondeur, en optimisant les conditions d'apport d'eau : une des pistes serait de pratiquer un labour profond du sol en conditions de saturation en eau par submersion ce qui doit permettre de faciliter la dissolution du sel (Häfele et al., 1999) Cette technique peut être réalisée en interculture, après la récolte et juste avant le démarrage de la nouvelle campagne. Dans ce cas la parcelle est irriguée pour les besoins du labour. On pourrait ainsi éliminer le sel remonté par capillarité pendant cette période du fait de l'évaporation et de l'absence d'eau par irrigation.

En terme de durabilité, le site d'étude présente une situation assez difficile à corriger profondément en matière de salinité, puisque la réserve en sels est considérable. Les stocks de sel dans les 60 premiers cm de sol dans la partie la plus salée du périmètre sont de l'ordre de 55 à 80 tonnes de sel par ha. Mais la dominance des cations alcalinoterreux le protège néanmoins des risques d'alcalinisation. De plus, le problème des très bas pH ( $\text{pH} < 3,5$ ), observé fréquemment dans les sols sulfatés acides, n'est pas rencontré ici. Finalement, le périmètre irrigué de Kollo est intermédiaire entre deux situations extrêmes, puisqu'il est ne présente pas de risque de sodisation, ni de pH très acide.

Néanmoins, des améliorations sont nécessaires pour lutter contre la salinisation des sols du périmètre. Différentes pistes découlent de notre étude :

- l'amélioration de la *gestion globale du système d'irrigation* pour permettre la satisfaction des besoins en eau sur tout le périmètre. Des parties entières du périmètre n'ont pas correctement accès à l'eau du fait du dysfonctionnement du réseau et du

système d'irrigation. Ce dysfonctionnement a pour conséquence le retard de la croissance et le développement du riz et le non-respect du tour d'eau, ce qui affecte en particulier les zones du périmètre les plus éloignées du canal principal d'amenée d'eau ;

- *la remise en culture des parcelles abandonnées*, avec la réalisation de labours en conditions de saturation en eau des sols par submersion afin de mettre en solution une plus grande quantité de sels. Après le labour du sol submergé, une vidange consécutive de la lame d'eau apportée sera réalisée, après un temps d'échange et de dissolution des sels de l'ordre de 12 à 24h, pour évacuer le stock de sels mobilisé et atténuer à moyen terme la salinité du sol ;
- *la réhabilitation du réseau de drainage*, qui facilitera la lixiviation des sels et la baisse du niveau de la nappe. L'objectif est de raisonner le système de drainage du périmètre afin de maintenir un niveau de salinité qui n'affecte pas la croissance du riz. Deux stratégies sont pour cela envisageables :
  - exporter le sel hors du périmètre : cela nécessiterait d'adapter le réseau de drainage, pour qu'il permette d'exporter le stock de sel, y compris contenu dans les horizons profonds, hors de la zone. Un tel objectif supposerait l'implantation d'un réseau de fossés profonds ou un système de drains enterrés, ainsi qu'une analyse de l'impact des rejets vers le fleuve. A priori, cette solution apparaît ainsi coûteuse à l'installation, difficile à entretenir dans le temps, avec des risques d'efficacité limitée dans des sols argileux à faible conductivité hydraulique ;
  - limiter les remontées de sel : l'adaptation du réseau de drainage serait plus limitée, dans l'optique surtout de limiter les remontées de sel en surface en maintenant la nappe à un niveau suffisamment bas, hors période d'irrigation ou au moment de la saison des pluies. Cette méthode reposerait sur un entretien et un recalibrage du réseau de fossés existant, ainsi qu'une amélioration de l'exutoire de ce réseau. Cette stratégie apparaît a priori moins coûteuse à l'installation et à l'entretien et à l'efficacité mieux garantie. Elle suppose néanmoins un profilage précis du réseau de fossés, en particulier à proximité de la digue. Elle nécessite surtout une mobilisation et une formation des agriculteurs pour garder le dispositif fonctionnel au cours du temps.

Au final, les données acquises lors de cette étude, ont permis de resituer les caractéristiques du périmètre de Kollo, mais aussi de soulever la problématique de la salinité des sols dans la vallée du fleuve Niger. Les résultats obtenus lors de cette étude contribueront certainement à l'amélioration des connaissances sur les sols des périmètres de la vallée du fleuve Niger.

Il s'avère nécessaire de poursuivre les recherches pour que les différents résultats puissent servir pour l'élaboration de méthodes applicables et ainsi contribués au développement économique du pays.



## Références bibliographiques

- Abrol I.P., Yadav J.S.P. et Massoud F.I. , 1988 – Salt affected soils and their management.
- Adamchuck V.I. and Viscarra Rossel R.A. 2010. Development of On-the-Go Proximal Soil Sensor Systems. In Proximal Soil Sensing, Progress in Soil Science 1, R.A. Viscarra Rossel et al. (eds.), Springer Science, pp 15-28.
- Allen, P.M., R.D. Harmel, J. Arnold, B. Plant, J. Yelderman, and K. King., 2005. Field data and flow system response in clay (Vertisol) shale terrain, north central Texas, USA. Hydrological. Processes. 19, 2719–2736.
- Allred, B.J, Daniels, J.J., Ehsani, M.R., 2008 - Handbook of agricultural geophysics, Books in soils, plants, and the environment, CRC Press, 410 p.
- Azib M., 1989 - Etude de l'évolution, de la genèse et du comportement de sols argileux salés, d'origine sédimentaire (Marais de l'Ouest). Aspects morphologique, géochimique et hydrique. Thèse ENSA - INRA Rennes - 141 p.
- Baize D, Girad M-C., 2008. Référentiel pédologique 2008. Association Française d'étude du sol. 405p.
- Barbiéro, L., 1994 - Les sols alcalinisés sur socle dans la vallée du fleuve Niger. Origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation. Thèse de Doctorat, ENSA Rennes (France), 209 p.
- Barbiero, L., Cunnac, S., Mane, L., Laperrousaz, C., Hammecker, C., Maeght, J.L., 2000. Salt distribution in the Senegal middle valley. Analysis of a saline structure on the future irrigation schemes from N'Galenka creek. Agricultural and Water Management 46: 201-213.
- Baude, T., Waskom, AR.M., Davis, J. G., 2007. Irrigation Water Quality Criteria. Colorado State University N° 0.506.
- Ben Hassine, H., 2005 – Effets de la nappe phréatique sur la salinisation des sols de cinq périmètres irrigués en Tunisie. Etude et Gestion des Sols, Volume 12, 4, 2005- pp 281-300
- Besson, A, . Cousin, I, Bourennane H., Nicoul laud B., Pasquier C., Richard G., Dorigny A & King, D 2010- The spatial and temporal organization of soil water at the field scale as

- described by electrical resistivity measurements. *European Journal of Soil Science*, 2010, N° 61, pp120–132
- Betsogo Atoua A., 2010. Caractérisation hydrostructurale d'un sol limoneux appliquée à l'étude de la croissance d'un champignon filamenteux dans le sol. Mémoire de Master, Université Paris-Est Créteil/IRD, 66 p.
- Bishop, T.F.A. and, McBratney, A.B., 2001. A comparison of prediction methods for the creation of field-extent soil property maps. *Geoderma* 103: 149-160.
- Boivin P., 1990 - Caractérisation physique des sols sulfatés acides de la vallée de Katouré (Basse-Casamance, Sénégal). Etude de la variabilité spatiale et relations avec les caractéristiques pédologiques. Etudes et Thèses, Orstom, Paris, 231 p.
- Boivin P., Favre F., Hammecker C., Maeght JL, Delarivière J, Poussin J.C, Wopereis M.C.S, Processes driving soil solution chemistry in a flooded rice-cropped vertisol: analysis of long-time monitoring data, *Geoderma*, Volume 110, Issues 1-2, November 2002, Pages 87-107, ISSN 0016-7061, 10.1016/S0016-7061(02)00226-4.
- Boivin P., Garnier P., et Maeght J.L 1998 - Les sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : caractéristiques et évolution sous irrigation. *Etude et gestion sols*, 5, 235-246.
- Boulet, R., 1974 – Toposéquences de sols tropicaux en Haute Volta: équilibre et déséquilibre pédobioclimatique. Mémoire ORSTOM N° 83 272p et annexes.
- Braudeau E., Costantini J.M., Bellier G., Colleuille H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. *Soil Science Society of America Journal*, 63, 525–535.
- Braudeau E., Zidi C., Loukil A., Derouiche C., Decluseau D., Hachicha M., Mtimet A., 2001. Un système d'information pédologique, le SIRS-Sols du périmètre irrigué de Cébala-Borj-Touil. (Basse Vallée de la Majerda). *Bulletin Sols de Tunisie*, Direction des Sols (Ed.), Tunis, 134 p.
- Breiman, L., Freidman, J. H., Olshen, R. A., Stone, C. J. 1984. *Classification and Regression Trees*. Wadsworth.
- Carré, F. and Girard, M.C., 2002. Quantitative mapping of soil types based on regression-kriging of taxonomic distances with landform and land-cover attributes. *Geoderma* 110: 241-263.

- Ceuppens, J., Wopereis, M.C.S., 1999. Impact of non-drained irrigated rice cropping on soil salinization in the Senegal river delta. *Geoderma* 92, 125–140.
- 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. Th. Strasbourg. 275 p.
- Condom, N., 2000. Analyse et modélisation couplée des processus hydro-géochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali). Thèse de doctorat Ecole National Agronomique de Montpellier, 190p.
- Corwin, D.L., Lesch, S.M., 2003. Application of soil electrical conductivity to precision agriculture: theory, principles, and guidelines. *Agron. J.* 95. 3, 455-471.
- Coulombe, C.E., Dixon, J.B., and Wilding, L.P. 1996. Mineralogy and chemistry of vertisol. In 'vertisol and vertisol Technology ' (N. Ahmad, and A. R. Mermut, Eds.) Elsevier, Amsterdam, Netherlands.
- Cuadros J., Dudek T., 2006. FTIR investigations of the evolution of the octahedral sheet of kaolinite-smectite with progressive kaolinization.. *Clays and Clay Minerals*, vol. 54, n°1, pp. 1-11
- Çulu M.A., Aydemir, S., Qadir M., Almaca A., Öztürkmen, A. R., Bilgiç A., Ağca N., 2010 - Implication of groundwater fluctuation on the seasonal salt dynamic in the Harran plain, South-Esatern Turkey.
- Dent DL 1984. Acid Sulphate Soils: a Baseline for Research and Development. IRI Pub. No. 39. Internat. Instit. for Land Reclam. and Imp. Wageningen
- Douaoui, A., Nicolas H., Walter Ch., 2006. Detecting salinity hazards within a semiarid context by means of combining soil and remote-sensing data. *Geoderma* 134 : 217-230.
- Dubois, D., 1979 – Etude géologique des formations oolithiques. Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle, Universités de Niamey (Niger) et Orléans (France).
- Dudal, R., et Eswaran, H., 1988. Distrubition, properties and classification of vertisols. In "Vertisols: Their Distribution, properties, Classification and Management" (L. P. Wilding, and R, Puentes, Eds.), pp, 1-22. Tech, Mono. N° 18, Texas A&M Printing Center, College Station, TX.
- Durov S.A., 1948 - Classification des eaux naturelles et la représentation graphique de leur

- composition, *Doklady Akad. Nauk. S.S.S.R.* t. 59, No 1, p. 87-90.
- ESRI, 2009. Software Arcgis 9.3.1
- FAO. 2001. Lecture notes on the major soils of the world (with CD-ROM), by P. Driessen, J. Deckers, O. Spaargaren & F. Nachtergaele, eds. World Soil Resources Report No. 94. Rome.
- FAO., 2005. Irrigation in Africa in figures - AQUASTAT Survey-2005. Food and Agriculture Organisation of the United Nations. Edited by Frenken Karen. FAO water reports 29.
- FAO, 2005a. L'irrigation en Afrique en chiffres – Enquête AQUASTAT 2005. [http://www.fao.org/nr/water/aquastat/countries\\_regions/niger/indexfra.stm](http://www.fao.org/nr/water/aquastat/countries_regions/niger/indexfra.stm)
- FAO, 2005b. Irrigation in Africa in figures - AQUASTAT Survey-2005. Food and Agriculture Organisation of the United Nations. Edited by Frenken Karen. FAO water reports 29.
- FAO. 2006. *World Reference Base for Soil Resources*, by IUSS Working Group WRB. 2006. 2nd edition FAO. World Soil Resources Report No. 103. FAO, Rome.
- FAO, 2008. [faostat.fao.org/desktopdefault.aspx?pageid=342&lang=fr&country=158](http://faostat.fao.org/desktopdefault.aspx?pageid=342&lang=fr&country=158)
- FAO, 2011. Aquasat Global Map of Irrigation Areas, FAO, Rome, <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/irrigationmap/index40.stm> , 30/08/2011
- Favre, F., Boivin, P., Wopereis, M.C.S., 1997. Water movement and soil swelling in a dry cracked Vertisol. *Geoderma* 78:113–123.
- Fitzpatrick RW, Shand P, Marvanek S, Merry RH, Thomas M, Simpson SL, Raven MD and McClure S 2008. Acid sulfate soils in subaqueous, waterlogged and drained soil environments in Lake Albert, Lake Alexandrina and River Murray below Blanchetown (Lock 1): properties, distribution, genesis, risks and management. Prepared for Department of Environment and Heritage, SA. *CSIRO Land and Water Science Report 46/08*. CSIRO, Adelaide, 167. pp
- Fouad Y, Viscarra Rossel RA, Aichi H, Walter C. 2007. Mesures spatialisées de propriétés physico-chimiques du sol au sein d'une parcelle par sonde ISFET et mesures hyperspectrales. In Guérif, M. et King, D. (Eds.) – Agriculture de Précision, Science update, Update Sciences & Technologies, Quae Publishers, Paris.
- Franzen D., 2005, Managing Saline Soils in North Dakota. ([www.ext.nodak.edu](http://www.ext.nodak.edu))

- Gascuel-Oudou, C., Boivin, C, P., 1994. Variability of variograms and spatial estimates due to soil sampling: a case study. *Geoderma* 62(1-3): 165-182.
- Greve, A., Anderesn M.S., et Acworth R.I., 2010- Investigations of soil cracking and preferential flow in a weighing lysimeter filled with cracking clay soil. *Journal of Hydrology* N° 393; pp 105-113.
- Grismer, M.E., Orang, N.M., Clausnitzer, V., Kinney, K.,1994. Effects of air compression and counterflow on infiltration into soils. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 120, 775-795
- Gruijter, J., Brus, D., Bierkens, M., Knotters, M., 2006. Sampling for Natural Resource Monitoring. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2006. p104 and pp229-332.
- Guéro, Y., 1987 - Organisation et propriétés fonctionnelles des sols de la vallée du moyen Niger. Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle spécialité Pédologie, Universités de Tunis (Tunisie) et Niamey (Niger), 225p.
- Guéro, Y., 2000. Contribution à l'étude des mécanismes de dégradation physico-chimique des sols sous climat sahélien. Exemple pris dans la vallée du moyen Niger. Thèse de Doctorat de l'Université Abdou Moumouni de Niamey (Niger), 109p.
- Haefele, S., Wopereis, M.C.S., Boivin P., N'Diaye A.M.,1999. Effect of puddling on soil desalinization and rice seedling survival in the Senegal River Delta. *Soil & Tillage Research*. 51, 35-46.
- Hajrasuliha S, Baniabbassi N, Metthey J, Nielsen DR (1980) Spatial variability of soil sampling for salinity studies in Southwest Iran. *Irrigation Science* 1, 197–208.
- Halvorson, A.D., Rhoades, J.D, 1974: Assessing soil salinity and identifying potential saline-seep areas with field soil resistance measurements. *Soil Science Society of America Journal*. 38: 576-581
- Hammecker, C., Antonino, A., Maeght, J-L., Boivin, P., 2003. Experimental and numerical study of water flow in soil under irrigation in Northern Senegal: evidence of air entrapment. *European Journal of Soil Science*, 54, 491-503.
- Harvie, C.E., et Weare, J.H., 1980- The prediction of mineral solubilities in natural waters : the Na-K-Mg-Ca-Cl-SO<sub>4</sub>-H<sub>2</sub>O system from zero to high concentration at 25° C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* Vol. 44, pp. 981 to 997.

- Hesse, A., 1990. Resistivity prospecting, in : Scollar, I., Tabbagh, A., Hesse, A., Herzog, I., (eds), Archaeological prospecting and remote sensing. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 307-374.
- Hillel, D., 2005. Salinity Management. In Encyclopedia of Soils in the Environment. Hillel, D., Hatfield, J.H., Powlson, D.S., C. Rosenzweig, K.M., Scow, M.J., Singer, and Sparks, D.L., Eds., vol. 3. Elsevier/Academic Press, pp. 435-442.
- Hoffman GJ, 1986. Guidelines for reclamation of salt affected soils. Applied Agriculture Research 1: 65-72.
- Hosseini E, Gallichand J, Marcotte D (1994) Theoretical and experimental performance of spatial interpolation methods for soil salinity analysis. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* **37**, 1799–1807.
- IWMI, 1997a - Diagnostic et analyse de performance du périmètre maraîcher de Tillakaina, 55 p.
- IWMI, 1997b - Amélioration des performances des périmètres irrigués. Actes de l'atelier sur les périmètres irrigués au Burkina Faso, nb de pages.
- IWMI, 1998. Rapport final de synthèse. Projet d'appui institutionnel au Ministère de l'Agriculture et de l'Elevage pour la recherche-développement en management de l'irrigation au Niger 194p.
- Jaffrezic, A., 1997- Géochimie des éléments métalliques des nitrates et du carbone organique dissous dans les eaux et les sols hydromorphes. Agriculture Intensive et Qualité des Eaux dans les Zones Humides en Bretagne. Thèse de Doctorat de l'ENSA de RENNES. 296 p
- Jiang, J., Feng, S., Huo, Z., Wang, Y., 2010. Effect of irrigation with saline water on soil water-salt dynamics and maize yield in Arid Northwest China, Wuhan University Journal of Natural Sciences 15 (1): 85–92.
- Keller, G.V., Frischknecht, F.C, 1966. Electrical methods in geophysical prospecting. Oxford, Pergamon Press. pp 96. 517 p.
- Khan, N. M., Rastokuev, V. V., Shalina, E and. Sato, Y., 2001. Mapping salt-affected soil using remote sensing indicators. A simple approach with the use of Gis Idrissi. 22<sup>nd</sup> Asian Conference on Remote Sensing, 5-9 November 2001, Singapore.

- Khang S, Zhang F, Hu X, Jerie P, Zhang Z. 2001. Effects of the shallow water table on capillary contribution, evapotranspiration and crop coefficients of maize and winter wheat in a semi-arid region. *Australian Journal of Agricultural Research* 52: 317–327.
- Kovda I., Morgun E., Tessier D., 1996. Etude de vertisols à gilglai du Nord Caucase. Mécanismes de différenciation et aspects pédogéochimiques. *Etude et Gestion des sols*, 3, 1, pp. 41-52.
- Lesch, S.M., Corwin, D.L., Robinson, D.A., 2005. Apparent soil electrical conductivity mapping as an agricultural management tool in arid zone soils. *Computers and Electronics in Agriculture* 46: 351-378
- Lin, H.S., McInnes, K.J., Wilding, L.P., Hallmark, C.T., 1997. Low tension water flow in structured soil. *Canadian Journal of Soil Science*. 77. 649-654.
- Lund, E. D., Christy, C. D., Drummond, P. E., 1999. Practical applications of soil electrical conductivity mapping. Veris Technologies, 601 N. Broadway, Salina Kansas 67401, USA.
- Machens, E., 1973 - Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'ouest de la république du Niger. Mémoire BRGM n° 82, 167 p.
- 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 doctorat ENSA Montpellier 243p.
- Metropolis, N., Ulam, S., 1949: The Monte Carlo method, *Journal of the American Statistical Association*, 44 (247):335-341.
- Metternicht and Zinck, 1997. Spatial discrimination of salt- and sodium-affected soil surfaces. *International Journal of Remote sensing*, vol. 18, No. 12, pp. 2571-2586
- Metternicht, G. I. and Zink, J. A., 2003. Remote sensing of soil salinity: potentials and constraints. *Remote Sensing of Environment*, 5812: 1-20.
- Mohrath D, Bertuzzi P, Bruckler L. 1996. Méthode de Wind : guide d'utilisation du logiciel, version1. Rapport Technique Interne, INRA-CSE (Avignon), 97p.
- Montoroi J.P., 1996. Gestion durable des sols de l'écosystème de mangrove en Casamance (Sénégal). Dynamique de l'eau et des sels en période de sécheresse, *Etudes et Thèses*,

- ORSTOM, Paris, 263 p.
- Montoroi, J.P., 1994. Dynamique de l'eau et géochimie des sels d'un bassin versant aménagé de basse Casamance (Sénégal). Conséquence sur la gestion durable des sols de la mangrove en période de sécheresse. Thèse de Doctorat en Science de la terre de l'université Henri Poincaré Nancy I. 227p.
- Morel, A., 1983 - Cartographie géomorphologique de Karma-Namaro (Vallée du Niger). Ecole de lettre et Sciences Humaines, Université de Niamey (Niger), 12 p.
- Mossi Maiga, I., 2005. La gestion collective des systèmes irrigués :cas des aménagements hydro-agricoles rizicoles dans la vallée du fleuve Niger au Niger. Mémoire de DEA.
- Mougenot, B., 1993. Effets des sels sur la réflectance et télédétection des sols salés. Cah. Orstom, ser. Pédol., vol. XXVIII, 1: 45-54.
- Ndiaye B., Molénat J., Ndoye S., Boivin P., Cheverry C., Gascuel-Odoux C., 2008 - Modélisation du transfert de l'eau et des sels dans les casiers rizicoles du delta du fleuve Sénégal, *Revue des Sciences de l'Eau* 21(3) (2008) 325-336
- Northcote, K. H., and Skene, J. K., 1972 Australian soils with saline and sodic properties. CSIRO Soil Pub. N° 27, Australia.
- Northey J, Christen EW, Ayars JE, Jankowski J. 2006. Occurrence and measurement of salinity stratification in shallow groundwater in the Murrumbidgee Irrigation Area, South-Eastern Australia. *Agricultural Water Management* 81: 23–40.
- Öberg, T., Bergbäck, B. 2005. A review of probabilistic risk assessment of contaminated land. *Journal of Soils and Sediments*. 5, 213-224.
- Odeh IOA, Todd AJ, Triantafilis J. and McBratney AB (1998) Status and trends of soil salinity at different scales: the case for the irrigated cotton growing region of eastern Australia. *Nutrient Cycling in Agroecosystems* 50(1-3): 99-107.
- Olivier de Sardan, J.P., 2011 - Au Niger, le cycle des crises alimentaires. Le monde diplomatique. Consultable <http://blog.mondediplo.net/2011-01-07-Au-Niger-le-cycle-des-crisis-alimentaires>
- Palisade, 2005. @Risk software ver. 4. Palisade Corporation
- Panissod, C., Dabas, M., Hesse, A., Jolivet, A., Tabbagh, J., 1997. Recent developments in shallow depth electric and electrostatic prospecting using mobil arrays; first

- archaeological applications., In: Geological Society London, 10th 1997, Recent work in archaeological geophysics.
- Parkhurst, D.L., Thorstenson, D.C. et Plummer, L.N. 1980 – *PHREEQE - A computer program for geochemical calculations*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 80-96, 195 p. (Revised and reprinted August, 1990.)
- Qadir, M., Ghafoor, A., Murtaza, G., 2000. Amelioration strategies for saline soils: A review. *Land degradation and development* 11: pp 501-521.
- Qadir, M., Qureshi, R.H, Ahmad N., 1998. Horizontal flushing: a promising ameliorative technology for hard sodic and saline-sodic soils. *Soil and Tillage Research* 45: 119-131.
- Radier, H., 1957- Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (AOF). Thèse de Doctorat d'état. *Bull. Service géol. Prospection min.* 26: 556 p.
- Ragab R. 2002 - A holistic generic integrated approach for irrigation, crop and field management: the SALTMED model, *Environmental Modelling & Software*, Volume 17, Issue 4, 2002, Pages 345-361, ISSN 1364-8152, 10.1016/S1364-8152(01)00079-2.
- Rahman, S., Vance, G. F. and Munn, L., 1994. Detecting salinity and soil nutrient deficiencies using Spot satellite data. *Soil Science*, vol. 158 (1): 31-39.
- Read, D.W.L., Cameron, D. R., 1979. Relationship between salinity and Wenner resistivity for some dryland soils. *Can. J. Soil Sci.* 59, 381-385.
- Reeve, R.C., Phillipsbury, A.F., Wilcox, L.V., 1955. Reclamation of a saline and high boron soil in Coachella Valley of California. *Hilgardia* 24, 69-91.
- Rhoades, J. D., Chanduvi, F., Lesch, S. M., 1999. Soil salinity assessment methods and interpretation of electrical conductivity measurements. *Irrigation and drainage paper 57*. Rome: FAO, p. 150.
- Rhoades, J.D., Ingvalson, R.D., 1971. Determining salinity in field soils with soil resistance measurements. *Soil Science Society of America Journal* 35: 54-60.
- Rhoades, J.D., Van Schilfgaarde, J., 1976. An electrical conductivity probe for determining soil salinity. *Soil Science Society of America Journal*. 40, 647-650.
- Rhoades, J.D. 1998. Use of saline and brackish water for irrigation: implications and role in increasing food production, conserving water, sustaining irrigation and controlling soil

- and water degradation. In Proceedings of the International Workshop on the Use of Saline and Brackish Water for Irrigation, Ragab R, Pearce G (eds). 23-24 July 1998. Indonesian National Committee on Irrigation and Drainage, Ministry of Public Works: Bali, Indonesia; 261-304.
- Richards, L.A., and G. Ogata, 1961. Psychrometric measurements of soil samples equilibrated on pressure membranes. *Proc. Soil Sci. Soc. Am.* 25:456–459.
- Risacher F., Fritz B., 1984. [Estimation des variations en fonction de la température des produits de solubilité des principaux sels des milieux évaporitiques.](#) *Science Géologique Bulletin N° 37, 3.* p. 229-237. Strasbourg
- Ritchie, J. T., Kissel, D. E., and Burnett, E. 1972. Water movement in undisturbed swelling clay soil. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 36, 874-879.
- Robinson, D. A., Lebron, I., Lesch, S. M., Shouse, P., 2004. Minimizing Drift, in: *Electrical Conductivity Measurements in High Temperature Environments using the EM-38.* *Soil Science Society of America Journal* 68: 339-345.
- Ruy, S., Di Pietroa, L., Cabidoche, Y.M., 1999: Numerical modelling of water infiltration into the three components of porosity of a vertisol from Guadeloupe. *Journal of Hydrology* 221. pp 1-19.
- Samouëlian, A., Cousin, I., Richard, G., Tabbagh, A., Bruand A. 2003. Electrical resistivity imaging for detecting soil cracking at the centimetric scale. *Soil Science Society of America Journal.* 67, 1319-1326.
- Scholl, D.W., 1964. Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise in sea level over the south- west coast of Florida. *Mar. Geol.* 2, 343–364.
- Scholl, D.W., Craighead, F.C., Stuiver, M., 1969. Florida submergence curve revised: its relation to coastal sedimentation rates. *Science* 163, 562–564.
- Scholl, D.W., Stuiver, M., 1967. Recent submergence of southern Florida: a comparison with adjacent coasts and other eustatic data. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78, 437–454.
- Scott, G.J.T., Webster, R., Nortcliff, S., 1986- An analysis of crack pattern in clay soil: its density and orientation. *Journal of Soil Science N° 37,* pp 653-668
- Servant J., 1975. Contribution à l'étude pédologique des terrains halomorphes. L'exemple des Sols salés du sud-ouest de la France. Thèse Université de Montpellier 2, 194 p. +

annexes.

- Sheng, J., Ma, L., Jiang, P., Li, B., Huang, F., Wu, H., 2010. Digital soil mapping to enable classification of the salt-affected soils in desert agro-ecological zones. *Agricultural Water Management* N°97, pp 1944-1951.
- Sido Y A., 2010., Etats des lieux de la riziculture: cas du Niger. Projet Espagnol sur la riziculture en Afrique de l'Ouest .Food and Agriculture Organization of United Nations. 57p.
- Sighomnou D., Ilia A., Tanimoun B., 2010. Événements de crues de juillet à septembre 2010 dans le Niger moyen. Autorité du Bassin du Niger, Projet Niger-HYCOS
- Simunek J., Sejna M., et Van Genuchten M.T., 1996. The Hydrus-2D Software Package for Simulating water flow and solute transport in two dimensional variably saturated media. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898.
- Slavish P. G., et Petterson G. H., 1993 - Estimate the electrical Conductivity of saturated Pasted Extrats from 1: 5 soil: water Suspensions and Texture. *Aus. Journal Soil Res.* 1993 N° 31, 73-81pp.
- Soil Survey Satff. 1994. Keys to Soil Taxonomy, sixfth ed. USDA-SCS, U.S. Government Printing Office, Washington, DC.
- Soil Survey Staff. 1975. Soil Taxonomy. A basic System of Soil classification for Making and Interpreting Soil Survey. USDA-SCS/Wiley, New York
- Stackman W.P., Valk G.A et Van der Harst G., 1969. Determination of soil moisture, retention curves. Sand Box apparatus. Range pF 0 to pf 2.7. Ed. Eijkelkamp. Giesbeek: 20 p.
- Stanek, III EJ., Calabrese, EJ., Zorn, M., 2001. Soil ingestion distributions for Monte Carlo risk sssessment in children. *Hum Ecol. Risk Assess* 7, 357-368.
- Stengel P., et Gelin S., 1998. Sol : interface fragile. INRA Paris 1998. 186p
- Szabolcs I., 1989. *Salt affected soils*, Boca Raton, CRC Press.
- Tabbagh, A., Dabas, M., Hesse, A., Panissod, C., 2000. Soil resistivity: a non-invasive tool to map soil structure horizon, *Geoderma.* 97, 393-404.
- Tessier, D. 1984 - Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. Thèse

- Doctor es Science, Uni. Paris VII, Paris, France.
- Van-Genuchten MT. 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils Soil Science Society of America Journal 44: 892-898.
- Vingiani S., Rhigi D., Petit S., Terribile F., 2004. Mixed-layer kaolinite-smectite minerals in a red-black soil sequence from basalt in Sardinia (Italy). Clays and Clay Minerals, vol.52, n°4, 473-483.
- Viscarra Rossel, R.A.; McBratney, A.B, Minasny, B. 2010 - Proximal Soil Sensing. Springer, Series: Progress in Soil Science, Vol. 1, ISBN 978-90-481-8858-1, 468 p
- Walter, Ch., McBratney, A. B., Douaoui, A. and Minasny, B., 2001- Spatial prediction of topsoil salinity in the Cheliff valley, Algeria, using local ordinary kriging with local variograms versus whole-area variogram. Aust. J. Soil Res., 39: 259-272.
- Wang, Z., Feyen, J., Van Genuchten, M.T., Nielsen D.R., 1998. Air entrapment effects on infiltration rate and flow instability, Water Res. Res. 34(2), 213-222 .
- Ward, S.H, 1990. Resistivity and induced polarization methods, in: Investigations in Geophysics No 5, Geotechnical and Environmental Geophysics, Ward, S.H., Editor, Society of Exploration Geophysicists (SEG), Tulsa, Oklahoma. p 147-189.
- WFP, 2010 - Chocs et vulnérabilité au Niger : analyse des données secondaires. Rapport Global octobre 2010. République du Niger. 77p
- Wind, G.P., 1968. Capillary conductivity data estimated by a simple method. In: Rijtema, P.E., Wassink, H. (Eds.), Water in the Unsaturated Zone, vol. 1. Proceedings of the Wageningen Symposium, 19–23 June 1966. Int. Assoc. Sci. Hydrol. Publ. (IASH), Gentbrugge, The Netherlands and UNESCO, Paris
- Wopereis, M.C.S., Ceuppens, J., Boivin, P., Ndiaye, A.M., Kane,A., 1998. Preserving soil quality under irrigation in the Senegal River Valley. Netherlands of Agricultural Science. 46, 97-107.
- Xu, L., Yang, J., Zhang, Q., 2005. Salt–water transport in unsaturated soils under crop planting: dynamics and numerical simulation, Pedosphere 15 (5): 634–640.

## TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>3</b>
CHAPITRE I.....	9
<i>Contexte physiographique et présentation de la zone rizicole étudiée</i> .....	9
I. Présentation générale du Niger .....	9
I.1 Situation et contexte climatique.....	9
I.2 L'irrigation dans la vallée du fleuve Niger .....	12
I.2.1 Les ressources en eau .....	12
I.2.2 Le potentiel en terre irrigables .....	14
I.2.3 Politique de développement de l'irrigation .....	14
II. Le secteur d'étude.....	14
II.1 Contexte géologique et géomorphologie régionale.....	14
II.2 Les sols des périmètres irrigués bordant le fleuve Niger .....	18
II.3 Le périmètre rizicole de Sébéri (Kollo) .....	23
II.3.1 Situation et contexte climatique.....	23
II.3.2 Géologie locale du secteur d'étude .....	25
II.3.3 Historique et fonctionnement du périmètre .....	26
II.3.3.1 Evolution et situation actuelle.....	26
II.3.3.2 La culture du riz en double campagne et ses pratiques culturelles.....	27
III. Conclusion .....	30
CHAPITRE II.....	31
<i>Caractérisation des sols vertiques et salés de la zone d'étude et leur positionnement dans le système international</i> .....	31
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>31</b>
I. Matériel et méthodes.....	33
I.1 Plan d'échantillonnage.....	33
I.2 Estimation de l'épaisseur de la couverture argileuse par inversion 1D de sondages électriques.....	35
I.3 Analyses physico-chimiques des échantillons prélevés au niveau des profils P2 et P3 .....	36
I.4 Caractérisation des propriétés hydrodynamiques du sol.....	38
I.5 Caractérisation de la fissuration et de la rétractation des sols .....	41
I.5.1 Caractérisation du réseau de fissures .....	41
I.5.2 Analyses hydrostructurales.....	41
I.6 Méthodes d'analyse de la minéralogie par diffractogrammes aux rayons X (DRX) .....	43
II Résultats.....	46
II.1 L'organisation des sols au sein de la zone d'étude .....	46
II.1.1 Description morphologique des sols.....	46
II.1.1.a. Le profil P1 localisé dans le lit du fleuve .....	47
II.1.1.b Le profil P2 à proximité de la digue du périmètre irrigué.....	48
II.1.1.c Le profil P3 à distance de la digue.....	49
II.1.1.d Synthèse sur les traits morphologiques des horizons .....	49

II.1.2	Caractérisation analytique des principaux horizons .....	50
II.1.2.a	Les constituants .....	50
II.1.2.b	La salinité.....	53
II.1.3	L'organisation latérale des horizons .....	55
II.2	Cartographie de l'épaisseur des horizons argileux.....	60
II.3	Propriétés physiques et hydrodynamiques.....	62
II.3.1	Les masses volumiques apparentes sèches .....	62
II.3.2	Les propriétés hydrodynamiques .....	62
II.3.2.a	Les propriétés de rétention en eau .....	62
II.3.2.b	La conductivité hydraulique en régime insaturé et à saturation.....	65
II.4	Caractérisation de la fissuration et de la rétractation des sols .....	66
II.4.1	Caractérisation de la surface in situ.....	66
II.4.2	Caractérisation hydrostructurale.....	67
II.5	Caractérisation minéralogique.....	71
II.5.1	Analyse des DRX sur poudres.....	71
II.5.2	Analyses des DRX des argiles sur lames orientées.....	72
III.	Discussion.....	77
III.1	- Synthèse des principaux résultats obtenus.....	77
III.1.1	Organisation pédologique au sein du périmètre d'étude.....	77
III.1.2	Propriétés hydrodynamiques et comportement hydrostructural .....	78
III.1.3	Minéralogie des argiles et nature des sels.....	79
III.2	Organisation des sols et positionnement dans la classification internationale .....	80
III.3	Relation entre l'organisation des sols et les propriétés hydrodynamiques .....	83
III.4	Relation entre l'organisation des sols et les propriétés physico chimiques.....	84
III.5	Relation entre l'organisation des sols et leur minéralogie.....	84
IV.	Conclusion.....	86
CHAPITRE III	.....	87
	<i>Cartographie de la salinité des sols du périmètre irrigué et stabilité temporelle des structures spatiales .</i>	<i>87</i>
<b>INTRODUCTION</b>	.....	<b>87</b>
I.	Matériel et méthodes.....	89
I.1.	Le secteur d'étude .....	89
I.2	Les prélèvements de sols et les mesures géophysiques .....	90
I.2.1.	Les données de la campagne de mai 2008 .....	90
I.2.2.	Le suivi mensuel de la salinité des sols d'avril 2009 à avril 2010 .....	92
I.2.3	Les données de la campagne de mars 2011 après la crue centennale du Niger.....	93
I.3	Cartographie de la salinité par arbre de régression et krigeage .....	94
I.3.1	La méthodologie mise en œuvre .....	94
I.3.2	Validation des estimations.....	97
II.	Résultats.....	97
II.1	Les résultats de la campagne 2008 .....	97
II.1.1	Statistiques descriptives .....	97

II.1.2	Influence de l'humidité et de la conductivité électrique sur la résistivité apparente.....	98
II.1.3	Cartographie par krigeage ordinaire de la résistivité apparente .....	99
II.1.4	La cartographie de la salinité .....	102
II.2	La variabilité saisonnière de la salinité d'avril 2009 à avril 2010. ....	108
II.2.1.	Le choix des stations à partir de la typologie de la campagne 2008.....	108
II.2.2	Evolution spatio-temporelle de la salinité des sols.....	109
II.2.3	La relation entre la conductivité électrique EC 1:5 et le résidu sec .....	112
II.3	La stabilité des structures spatiales de la salinité après la crue centennale de 2010 .....	113
II.3.1	La comparaison des mesures ponctuelles de CE 1/5 .....	113
II.3.2	La comparaison des mesures ponctuelles de résistivité apparente .....	113
II.3.3	La comparaison des cartographies de résistivité apparente.....	114
III	Discussion.....	115
III.1	La méthodologie de cartographie de la salinité .....	115
III.2	Les structures spatiales de la salinité au sein de la zone d'étude .....	117
III.3	Les variations temporelles de la salinité .....	118
IV.	Conclusion.....	121
CHAPITRE IV	.....	123
	<i>Dynamique spatio-temporelle de la salinité de la nappe en relation avec le fonctionnement hydrologique</i>	
	.....	123
<b>INTRODUCTION</b>	.....	<b>123</b>
I	Matériel et méthodes.....	124
I 1	Mise en place et dispositif de suivi.....	124
I.2	Données climatiques et estimation des apports d'eau par irrigation .....	128
I 3	Analyse statistique des caractéristiques chimiques des eaux prélevées.....	131
II	Résultats.....	132
II 1	Dynamique hydrologique de la nappe .....	132
II 2	Dynamique physico-chimique de la nappe .....	136
II 2.1	Analyse globale des données.....	136
II 2.2	Dynamique spatiale de la composition chimique de la nappe.....	143
II 2.2.1	Effet site.....	143
II 2.2.2	Effet profondeur .....	144
II 2.3	Dynamique temporelle de la composition chimique de la nappe .....	146
III	Discussion.....	149
III.1	Impact de l'irrigation et/ou de la pluie sur la dynamique hydrologique de la nappe .....	149
III.2	Hypothèses sur les processus géochimiques à l'origine de la composition chimique de la nappe. ....	150
III. 3	Impact de l'irrigation et/ou de la pluie sur la variation des paramètres physico-chimiques de la nappe	
	.....	153
<b>CONCLUSION</b>	.....	<b>154</b>
CHAPITRE V	.....	155
	<i>Suivi de la désalinisation d'un sol par prospection électrique</i> .....	155

<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>155</b>
1ère partie - Suivi spatiotemporel de la salinité d'un sol rizicole par prospection électrique de surface. ....	156
<i>Résumé français:</i> .....	156
Abstract:.....	158
<b>INTRODUCTION</b> .....	<b>159</b>
I. Material and methods.....	163
I.1. Hydroclimatic characteristics of the study site .....	163
I.3. Experimental device and sampling .....	165
I.3.1 <b>Plot experimental design</b> .....	165
I.3.2 Irrigation and water removal.....	167
I.3.3. Soil apparent resistivity measurements.....	168
I.3.3. Soil electrical conductivity measurement.....	169
I..4. Data processing.....	169
I..4.1. Water balance.....	169
I.4.2. Salt balance in water.....	170
I..4.3. Salt balance in soil .....	170
I.4.4 Uncertainty calculation.....	171
I..4.5 Statistical analysis .....	171
II. Results .....	172
II.1. Hydrological assessment at the field scale.....	172
II..2. Salt balance in water.....	173
II.3. Salt balance in soil.....	175
II.4. Relationship between apparent electrical conductivity (EC <sub>a</sub> ) and soil data.....	177
II.5. Spatio-temporal evolution of apparent electrical conductivity .....	179
III. Discussion.....	182
III.1. Salt and water dynamics in the vertisol .....	182
III.2. Soil salinity monitoring in space and time using ER method.....	183
IV. Conclusions .....	185
2ème partie - Effet de deux modalités d'irrigation sur la salinité des sols .....	187
I. Matériel et méthodes.....	187
I.1 La description de l'expérimentation .....	187
I.2 Traitement des données et analyses statistiques .....	188
II. Résultats.....	189
II.1. Comparaison des termes du bilan hydrique .....	189
II.2. Comparaison des bilans de sel dans l'eau .....	192
II.3 Comparaison des bilans de sel dans le sol .....	193
II.4. Effet de la quantité d'eau utilisée .....	195
III. Discussion.....	198
III.1 Désalinisation des sols en fonction de la quantité d'irrigation. ....	198
IV. Conclusion.....	199
CHAPITRE VI .....	201

<i>Synthèse et perspectives</i> .....	201
Rappel des objectifs de la thèse.....	201
Principaux résultats acquis.....	201
Caractéristiques et organisation des sols.....	201
La méthodologie de la cartographie de la salinité .....	203
La variabilité spatio-temporelle de la salinité .....	204
Dynamique de la nappe et processus géochimique.....	204
Suivi de la désalinisation d'un sol par prospection électrique .....	205
Proposition d'un schéma conceptuel du fonctionnement des sols du périmètre.....	206
L'apport des méthodes géophysiques en appui d'un suivi de la salinité des sols .....	210
Perspectives de recherches.....	211
L'extension spatiale du système pédologique étudié .....	211
Etude du fonctionnement des sols lors des situations transitoires .....	211
Processus géochimiques .....	212
Vers une approche de modélisation des transferts .....	213
Mise en valeur et réhabilitation des sols du périmètre.....	214



## LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Carte agro-écologique du Niger adaptée de Rekacewicz (2011), in Olivier de Sardan (2011) .....	12
Figure I.2. Carte géologique du Liptako nigérien (adaptée de Machens, 1973 et de Guéro, 2000).....	16
Figure I.3. Les principales unités morphologiques de la vallée du fleuve Niger : 1 : roches du socle, 2 : Continental Terminal (CT), 3 : banc d’oolithes, 4 : cuirasse ferrugineuse, 5 : sable, 6 : graviers, 7 : argile, 8 : encroûtement à tubulures. S : surface sommitale du Continental Terminal ; D : dune ; Gr : glacis récent ; T1 –T2 : terrasses anciennes ; T3 – T4 : terrasses récentes (adapté de Morel, 1983).....	17
Figure I.4. Photographie aérienne datée de janvier 2010 du périmètre rizicole de Sébéri (Kollo) (adaptée de Google Earth, 2010) .....	24
Figure I.5. Précipitations cumulées annuelles (A) et diagramme ombrothermique (B) de la station météorologique de Kollo sur la période de 1985 à 2008 (Service météo de Kollo).....	24
Figure I.6. Coupe géologique de Kollo (adaptée de Guéro, 2000) .....	25
Figure I.7 : Durée théorique des doubles campagnes de riz.....	27
Figure II.1 - Localisation des profils pédologiques (P1, P2, P3, P4, P5, P6, et P7) le long de trois transects (A, B, C), du point de prélèvement du prisme (Pr), des points de sondages à la tarière (S) et des sondages électriques de configuration Wenner (■) dans la zone d’étude sur le site de Kollo. ....	34
Figure II.2 - Schéma du principe de la mesure de la résistivité électrique apparente du sol lors d’un sondage électrique avec un quadripôle d’électrodes en ligne de configuration Wenner : A et B sont les électrodes d’injection de courant, M et N les électrodes mesurant la différence de potentiel électrique, a est l’espace entre les électrodes.....	35
Figure II.3 - Dispositifs de mesure des propriétés hydrodynamiques : (1) dispositif de table à succion; (2) échantillons non remaniés en phase d’équilibre sur table à succion; (3) marmite de Richard ; (4) échantillons de sol sur banc expérimental Wind ; (5) apparition de fissures et d’une couronne de filaments de sels (essentiellement formés d’hexahydrate) en fin de phase de dessiccation de l’échantillon sur le dispositif Wind. ....	40
Figure II.4 – Caractérisation minéralogique des traits pédologiques observés sur un prisme de 150 cm de hauteur et 50 cm de largeur prélevé sur la fosse Pr, à proximité de la fosse P1 : (A) conditionnement du prisme sur le terrain ; (B) échantillons des différentes phases (taches rouges (R), taches jaunes (J), cristaux de sel (S) prélevés au sein des 7 horizons H1 à H7 observés sur le prisme. ....	45
Figure II.5 – Schéma du profil P3 localisé en amont du périmètre irrigué. ....	49
Figure II.6 - Typologie des horizons argileux observés dans la zone d’étude. Les chiffres représentent les types d’horizon. ....	50
Figure II.7 - Profil topographique du transect A perpendiculaire au fleuve (A) et représentation schématique des horizons des profils P1, P2 et P3 sur le transect A (B). Les chiffres correspondent aux types d’horizons distingués dans la figure II.5 sur la base de critères de structure, de présence de taches d’oxydoréduction et de présence de cristaux de sels.....	56
Figure II.8 - Représentation schématique des horizons des profils P2, P4 et P5 le long du	

- transect B parallèle au fleuve, à l'intérieur du périmètre irrigué. Les chiffres correspondent aux types d'horizons distingués dans la figure II.5 sur la base de critères de structure, de présence de taches d'oxydoréduction et de présence de cristaux de sels. .... 58
- Figure II.9: Représentation schématique des horizons des profils P1, P6 et P7 le long du transect C positionné dans le lit du fleuve Niger, parallèlement à celui-ci. Les chiffres correspondent aux types d'horizons distingués dans la figure II.5 sur la base de critères de structure, de présence de taches d'oxydoréduction et de présence de cristaux de sels. .... 59
- Figure II.10 - Estimation de l'épaisseur de la couche argileuse par krigeage ordinaire à partir de l'inversion 1 D des mesures de résistivité électrique réalisées en mars 2011, en supposant un terrain à deux couches (l'un à faible résistivité en surface, l'autre plus résistant en profondeur). Les croix indiquent la position des fosses pédologiques et des sondages à la tarière pour lesquelles l'épaisseur observée de la couche argileuse est donnée en cm. .... 61
- Figure II.11 - Courbes de rétention en eau des horizons pédologiques décrits sur les profils P2 (a) et P3 (b) : moyenne et écart-type des teneurs en eau pondérales pour 3 répétitions à chaque potentiel. .... 64
- Figure II.12 - Courbes des conductivités hydrauliques en fonction des potentiels matriciels des horizons étudiés des profils P2 et P3. Les courbes sont ajustées selon le modèle de Mualem-Van Genuchten (Van Genuchten, 1980). .... 65
- Figure II.13 -Analyse du réseau de fissures de surface sur une superficie de 100 m<sup>2</sup> d'une parcelle non exploitée du site de Kollo en fin de saison sèche : (A) extrait de la mosaïque photographique ; (B) courbes de fréquence cumulées de la distance horizontale entre deux fissures successives, pour des fissures étroites (< 2cm) et larges (>2cm). L'écartement médian est de 8 cm et 38 cm respectivement pour les fissures fines et larges. .... 67
- Figure II.14 - Courbes de retraits (en violet) montrant l'évolution du volume de l'échantillon de sol en fonction de sa teneur en eau et droite de saturation (en bleue) des différents échantillons prélevés au niveau du profil Pr. .... 69
- Figure II.15 - Diffractogrammes à rayon X réalisés sur des poudres désorientées provenant des horizons caractéristiques du profil P2 (a) et du profil P3 (b). .... 73
- Figure II.16 - Diffractogrammes à rayon X réalisés sur des poudres désorientées des différentes phases (taches rouges, taches jaunes, cristaux de sel) prélevées séparément au sein des horizons pédologiques observés sur un prisme. .... 74
- Figure II.17 - Diffractogrammes à rayon X des argiles sur lames orientées provenant des horizons caractéristiques du profil P2 après destruction de la matière organique. Pour chaque horizon étudié, la courbe noire représente le diffractogramme de la lame orientée séchée à l'aire et la courbe grise représente le diffractogramme de la même lame orientée après traitement à l'éthylène glycol. .... 75
- Figure II.18 - Diffractogrammes à rayon X des argiles sur lames orientées extraites des taches rouges ou jaunes présentes au sein des différents horizons observés sur le prisme après destruction de la matière organique. Pour chaque échantillon, la courbe noire représente le diffractogramme de la lame orientée séchée à l'air et la courbe grise représente le diffractogramme de la même lame orientée après traitement à l'éthylène glycol. .... 76
- Figure III.1 : Plans d'échantillonnage des 140 points de sondages à la tarière (A) et des 846

- mesures géophysiques (B) de la campagne de cartographie de la salinité de mai 2008. Les emplacements coïncident entre les 2 plans pour les 140 points de sondages..... 92
- Figure III.2 : Schématisation de la démarche de cartographie de la salinité des sols du périmètre d'étude à différentes profondeurs, décomposée en 3 étapes successives : 1) la construction du modèle d'inférence de la conductivité électrique EC par arbre de régression en tenant compte des mesures de résistivité apparente à deux écartements et de l'occupation du sol ; 2) la prédiction de EC pour tous les sites de mesure de la résistivité apparente ; 3) la prédiction de EC en tout point du domaine d'étude par krigeage ordinaire..... 95
- Figure III.3 : Représentations des résistivités apparentes mesurées pour les écartements  $a = 0.5$  et  $a = 1.5$  m en fonction des conductivités électriques  $1/5$  mesurées à 3 niveaux de profondeurs (0-10 cm, 30-40 cm et 60-70 cm). La taille des cercles est proportionnelle à l'humidité pondérale de l'horizon considéré et varie entre 0.01 et 0.47  $g.g^{-1}$ ..... 99
- Figure III.4 : Représentation des valeurs de résistivité apparente (en  $\Omega.m$ ) mesurées en mai 2008 en fonction de l'occupation des casiers rizicoles, pour l'écartement  $a = 0,5$  m (A) et pour l'écartement  $a = 1,5$  m (B)..... 100
- Figure III.5 : Variogrammes moyens de la résistivité apparente du périmètre de Kollo pour les deux écartements testés. Les variogrammes expérimentaux pour les écartements de 0,5 et 1,5 m ont été ajustés par des modèles sphériques dont les paramètres respectifs sont : pépite = 12,7 et 0,2 ( $\Omega.m$ )<sup>2</sup> ; portée : 96 et 98,7 m , palier : 53,4 et 134,6 ( $\Omega.m$ )<sup>2</sup> ..... 101
- Figure III.6 - Cartographie par krigeage ordinaire de la résistivité électrique sur la zone d'étude en mai 2008 pour un écartement de  $a = 0,5$  m (A) et  $a = 1,5$  m (B)..... 102
- Figure III.7: Représentation des mesures ponctuelles de conductivité électrique (EC  $1/5$ ) à 3 niveaux de profondeur : 0-10 cm, 30- 40 cm et 60-70 cm. .... 103
- Figure III.8 : Les arbres de régression construits pour estimer la conductivité électrique à 0-10 cm (A), 30-40 cm (B) et 60-70 cm (C) de profondeur, à partir des résistivités électriques mesurées avec des écartements de 0,5 m ( $\rho_{05}$ ) et 1,5 m ( $\rho_{15}$ ), du rapport des résistivités ( $\rho_{15}/\rho_{05}$ ) et de la culture de la parcelle ( $a =$  non cultivée,  $b =$  cultivée :  $c =$  cultivée et irrigation récente)..... 104
- Figure III.9 - Cartographie par krigeage ordinaire des conductivités électrique  $1/5$  estimées par un modèle par arbre de régression, à trois niveaux de profondeur : (A) 0-10 cm ; (B) 10-20 cm et (C) 60-70 cm, pour la campagne de mai 2008. La carte D représente l'occupation des parcelles en mai 2008. Les seuils des classes de EC  $1 : 5$  ont été fixés pour correspondre aux seuils de salinité de l'USDA (2, 4, 8, 12 et 16  $dS.m^{-1}$ ) en adoptant la conversion décrite par Slavish et Petterson (1993) pour des sols très argileux ( $f = 5,8$ )..... 106
- Figure III.10 : Plans factoriels 1,2 (A) et 1,3 (B) de l'ACP des variables étudiées en mai 2008. La variable  $\rho_{15}/\rho_{05}$  correspond au rapport de la résistivité apparente avec  $a=1,5$  m ( $\rho_{15}$ ) et de la résistivité apparente avec  $a=0.5$  m ( $\rho_{05}$ )..... 108
- Figure III.11- Variation temporelle de la conductivité électrique  $1/5$  et de l'humidité pondérale en fonction des quatre types de situations rencontrées : HNS (Humide Non Salée), HS (Humide Salée), SS (Salée Sec) et SNS (Sec Non Salée)..... 111
- Figure III.12: Relation entre la conductivité électrique EC  $1/5$  et le résidu sec, pour 1404 déterminations réalisées entre avril 2009 et avril 2010..... 112
- Figure III.13 : Comparaison des cartes de résistivité apparente obtenues par krigeage ordinaires à partir de mesures de terrain effectuées en mai 2008 et en mars 2011, pour

deux écartements de 0,5 m et 1,5 m.krigées de la résistivité pour les mêmes écartements d'électrodes en 2008 et en 2011 .....	115
Figure III.14 : Cartographie de la masse de sel cumulée sur 60 cm d'épaisseur estimée à partir des données de la campagne 2011. La masse de sel est estimée par une équation reliant le résidu sec et la conductivité EC 1:5 (équation 2, §II.2.3) et en supposant une masse volumique de 1,3 aux différents niveaux de profondeur.....	118
Figure IV.2 - Coupe schématique du dispositif de batterie piézométrique .....	128
Figure IV.3 Distribution des cumuls mensuels des précipitations et de l'ETP durant la période de suivi d'avril 2009 à mai 2010 .....	129
Figure IV.4 - Moyennes mensuelles des hauteurs de lame d'eau observées sur les parcelles en conditions irriguées (B-1-I, B-2-I, B-3-I).....	130
Figure IV.5 – Débit moyen mensuel ( $m^3/s$ ) du fleuve Niger à Niamey établi sur la période 1975-2009 et débit du fleuve de mai 2009 à mai 2010 (station Agrymeth Niamey). 130	
Figure IV.6 - Évolution du niveau statique mensuel moyen de la nappe durant la période de suivi d'avril 2009 à mai 2010 pour les batteries de piézomètres situées en parcelle non irriguée (A) et en parcelle irriguée (B). Le niveau zéro correspond à la surface du sol pour chaque piézomètre.....	132
Figure IV.7 : Évolution du niveau piézométrique mensuel moyen de la nappe durant la période de suivi d'avril 2009 à mai 2010 pour les batteries de piézomètres situées en parcelle non irriguée (A) et en parcelle irriguée (B). Le zéro correspond à un point de référence commun aux 3 piézomètres (référence commune par transect). .....	135
Figure IV.8 - Diagrammes de Piper des eaux prélevées au niveau des différentes batteries en situation non irriguée (A) et en situation irriguée (B), pour toutes les dates de prélèvement. ....	137
Figure IV.9 - Relation entre magnésium et sulfate (A, B); calcium et sulfate (C, D) ; calcium et $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ en situations non irriguée (NI) et irriguée (I), pour toutes les dates de prélèvement. ....	142
Figure IV.10: Box-plots montrant la distribution des teneurs en $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$ et $SO_4^{2-}$ mesurées dans les piézomètres en fonction de la position des batteries et comparaison des moyennes (t-test) ou médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.....	143
Figure IV.11: Box-plots montrant la distribution des valeurs de conductivité électrique et du pH mesurées dans les piézomètres en fonction de la position des batteries et comparaison des moyennes (t-test) ou des médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.....	144
Figure IV.12: Box-plots montrant la distribution des valeurs de $Ca^{2+}$ , $Mg^{2+}$ et $SO_4^{2-}$ mesurées dans les piézomètres en fonction de la profondeur de prélèvement et comparaison des moyennes (t-test) ou des médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.....	145
Figure IV.13: Box-plots montrant la distribution des valeurs de conductivité électrique et du pH mesurées dans les piézomètres en fonction de la profondeur de prélèvement et comparaison des moyennes (t-test) ou des médianes (U-test). Les traits pleins représentent les médianes et les traits discontinus les moyennes.....	146
Figure IV.14 - Dynamique temporelle des moyennes mensuelles de la somme des cations des eaux prélevées dans les piézomètres .....	148
Figure IV.15 - Place des eaux de nappe dans le diagramme d'équilibre des sels sulfatés.....	151

Figure V.1. Location of the study site in Niger along the Niger River (A) and aerial view of the experimental plot in the irrigated paddy fields of Kollo developed on acidic saline vertisols (B). .....	163
Figure V.2. Mean monthly rainfall potential evapotranspiration (PET) and temperature at Kollo meteorological station averaged over 30 years (DCS = dry cropping season; RCS = rainy cropping season). .....	164
Figure V.3. Photograph of the 100 m <sup>2</sup> experimental plot (A) and design of the geophysical and soil sampling strategies (B). .....	166
Figure V.4. Distribution of irrigation, rainfall, water removal and real evapotranspiration (RET) amounts during the desalinization experiment (G: date of geophysical measurements; E1 to E6: periods between two geophysical measurements).....	168
Figure V.5 Wenner array scheme used for the geophysical measurements with two electrode spacings of 10 and 30 cm (a: electrodes spacing; AB: current electrodes; MN: potential electrodes; $\rho$ : apparent electrical resistivity). .....	169
Figure V.6 - Evolution of input and output water amounts cumulated for each event E1 to E6 during the monitoring period. Dates of geophysical measurements (G) and lengths of the experiments are indicated. ....	172
Figure V.7 - Evolution over time of electrical conductivity and salt amounts of input and output water from the experimental plot: A) mean electrical conductivity at each date (confidence interval < 0.02 dSm <sup>-1</sup> ); B: mean and interdecile of salt amounts estimated from 1000 Monte-Carlo simulations considering the uncertainty in the input data...	174
Figure V.8 Evolution over time and at three depths of soil electrical conductivity measured in 1/5 soil aqueous extracts. Mean and confidence intervals estimated for the layers 0-10 cm (EC0-10), 10-20 cm (EC10-20) and 20-40 cm (EC20-40) from 28 samples per layer. ....	176
Figure V.9 - Evolution over time of soil apparent electrical conductivity (EC <sub>a</sub> ) measured with a Wenner array with two electrode spacings of 10 cm (EC <sub>a1</sub> ) and 30 cm (EC <sub>a2</sub> ). Mean and confidence intervals were estimated for each date from 281 measurements.....	180
Figure V.10 - Evolution in space and time of the soil apparent electrical conductivity ECa measured with a Wenner array and an electrode spacing of 0.3 m from the beginning (soil initial stage: 07/11/09) to the end of each desalinization experiment (soil final stage: 09/24/09). Maps of ECa were estimated by ordinary kriging from 281 measurements at each date: a) 07/13/09; b) 07/26/09; c) 08/03/09; d) 08/22/09; e) 09/09/09; f) 09/16/09; g) 09/24/09. ....	181
Figure V.11 : Distribution des entrées (irrigation et pluies) et des sorties d'eau (vidange et évaporation) pendant les expérimentations de désalinisation menées sur la parcelle 1 (a) et sur la parcelle 2 (b). Le symbole G identifie les dates des prospections géophysiques; E1 à E6 et E1' à E3' précisent les périodes expérimentales de désalinisation entre deux prospections géophysique successives respectivement sur les parcelles 1 et 2. ....	190
Figure V.12 - Evolution des cmuls de quantité d'eau entrée (Qe) et de la quantité d'eau sortie (Qs) durant les trois périodes expérimentales (E1' à E3') au niveau des deux parcelles. ....	192
Figure V.6. Evolution en fonction de la quantité cumulée d'eau apportée par les irrigations successives : (A) de la conductivité électrique apparente de sol pour un écartement de 30 cm ; (B) du stock de sel total de l'horizon cultural (0-40 cm) pour les parcelles P1 et P2 .....	197

- Figure VI.1 – Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et géochimique des sols en situation non irriguée, au cours de quatre stades majeurs des variations saisonnières : NI-1, au cours de la saison sèche ; NI-2, en début de la saison des pluies ; NI-3, au cours de la saison des pluies ; NI-4, en début de saison sèche. Les flux d'eau sont représentés par des flèches bleues et les flux de sels par des flèches noires ..... 208
- Figure VI.2 – Schéma conceptuel du fonctionnement hydrique et géochimique des sols en situation irriguée, au cours de trois stades majeurs des variations saisonnières : I-1, au cours de la saison sèche ; I-2, en interculture ; I-3, au cours de la saison des pluies. Les flux d'eau sont représentés par des flèches bleues et les flux de sels par des flèches noires. .... 209

## Liste des tableaux

- Tableau I.1 : Composition chimique de l'eau du fleuve Niger (meq/l) (source : IWMI, 1998)..... 13
- Tableau I.2 Caractéristiques des sols de quatre périmètres irrigués bordant le fleuve Niger (d'après Barbiéro, 1994 et Guéro, 2000)..... 22
- Tableau II.1 : Synthèse des prélèvements effectués sur le prisme pour la caractérisation minéralogique (+ : trait pédologique observé et prélevé pour DRX ; - : non observé).44
- Tableau II.2 : Composition granulométrique des profils P2 et P3, teneurs en carbone organique (C), azote total (N), matière organique (MO) et conductivité électrique 1/5 (CE). Le type d'horizon (Type hrz) correspond aux horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008). .... 52
- Tableau II.3 : Caractérisation chimique des horizons des profils P2 et P3 : pH eau et pH KCl, CEC et cations échangeables (Ca, Mg, Na, K, Fe, Fe, Mn, Al) à la cobaltihexamine ; SAR (Sodium Adsorption Ratio), ESP (Exchangeable Sodium Percentage) et taux de saturation (V). Le type d'horizon correspond aux horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008). .... 53
- Tableau II.4 : Éléments extraits à l'eau (Ca, Mg, Na, Cl, S) et test au peroxyde d'hydrogène (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>) pour les horizons des profils P2 et P3. Le type d'horizon correspond aux horizons de référence du Référentiel Pédologique (Baize et Girard, 2008)..... 53
- Tableau II.5. Statistiques descriptives des masses volumiques apparentes mesurées par horizon sur les échantillons de sols non remaniés utilisés pour déterminer les propriétés de rétention en eau (3 échantillons prélevés par horizons)..... 62
- Tableau II.6 : Paramètres d'ajustement de la relation de Mualem-Van Genuchten (1980) utilisés pour représenter l'évolution des conductivités hydrauliques en fonction du potentiel matriciel des horizons de sol étudiés déterminées selon la méthode de Wind (1968). .... 66
- Tableau II.7 : Paramètres pédohydriques utilisés pour l'obtention des courbes de retrait par modélisation pour les échantillons prélevés au niveau du profil Pr. Volumes massiques apparents minimum (V<sub>0</sub>) et maximum (V<sub>sat</sub>) ; WA, WB , WC, WD, WN, WM, WL / teneurs en eau massiques mesurées de points caractéristiques de la courbe de retrait (WN = point de flétrissement) selon la terminologie de Braudeau (1999) ; ..... 70
- Tableau II.8 : Paramètres pédohydriques utilisés pour l'obtention des courbes de retrait par modélisation pour les échantillons prélevés au niveau du profil Pr. Indices déduits des teneurs en eau de points caractéristiques de la courbe de retrait selon la terminologie de Braudeau (1999) : CRV, coefficient de retrait volumique = (V<sub>sat</sub>-V<sub>0</sub>)/V<sub>sat</sub> ; Ig

indice de gonflement microporal = $(WM-WN)/WM$ ; $EU_{micro}$ , eau utile microporale (=WM-WN) et $EU_{macro}$ , eau utile macroporale (=WD-WM), en g/g. ....	70
Tableau II.9- Formes minéralogiques observées à partir des DRX effectuées sur les différents échantillons prélevés dans les profils P2, P3, et Pr .....	77
Tableau II.10 : Dénomination des différents horizons des profils P2 et P3 et comparaison au Référentiel Pédologique RP (Baize et Girard, 2008) et à la classification WRB (FAO, 2006).....	82
Tableau III.1 Statistiques descriptives des données de résistivité apparente $\rho$ acquises en 2008 pour les deux écartements étudiés de 0,5 et 1,5 m (unités en ohm.m) et des données d'humidité pondérale (Hp) et de conductivité électrique 1/5 (CE 1/5) à 3 trois profondeurs.....	98
Tableau III.2 Matrice de corrélation linéaire entre les variables étudiées (les chiffres rouges indiquent une corrélation significativement différente de 0 au seuil de 0,05). ....	99
Tableau III.3 - Matrice des corrélations linéaires entre les valeurs mesurées de conductivité électrique (EC0-10, EC30-40, EC60-70) et les valeurs estimées (EC0-10*,EC30-40*,EC60-70*) par les arbres de régression.....	105
Tableau III.4 : Estimations des erreurs d'estimation (erreur moyenne et racine carrée de l'erreur quadratique (RMSE)) de la conductivité apparente obtenues par validation croisée sur les sites de mesures de la conductivité apparente, pour les 3 profondeurs étudiées.....	107
Tableau III.5 - Statistiques de la CE 1/5 (dS/m) à trois niveaux de profondeur pour les campagnes 2008 et 2011. ....	113
Tableau III.6 : Statistiques de la résistivité apparente (en $\Omega.m$ ) à différents écartements pour 321 points de la zone d'étude, mesurée en mai 2008 et en mars 2011 aux mêmes emplacements. ....	114
Tableau IV.1 - Composition chimique des eaux d'irrigation prélevées dans le canal principal d'amenée d'eau depuis le fleuve Niger, pour 6 dates de la période d'étude.....	131
Tableau IV.2A -Statistiques descriptives de la conductivité électrique et du pH mesurés in situ lors du suivi d'avril 2009 à mai 2010. B-NI : Batterie sur parcelle non irriguée ; B-I : Batterie sur parcelle irriguée. ....	139
Tableau IV.2 - Statistiques descriptives de la conductivité électrique et des teneurs en cations (B) et anions (C) dans les eaux prélevées d'avril 2009 à mai 2010. B-NI : Batterie sur parcelle non irriguée ; B-I : Batterie sur parcelle irriguée.....	139
Tableau IV.3: Matrice des corrélations de Pearson réalisée entre les différents paramètres physico-chimiques mesurés dans les eaux prélevées pour toutes les profondeurs et batteries de piézomètres confondues. Les chiffres en gras indiquent une corrélation significative à $p < 0.05$ .....	141
Table V.1: Physicochemical properties of the soil horizons from the field experiment.....	165
Table V.2: Probability distribution for input variables used in the Monte-Carlo procedure. ....	171
Table V.3 - Estimation by Monte-Carlo simulations of the water balance at the end of each experiment E1 to E6 and for the whole period. Infiltrated water was estimated by difference between input and output water, and infiltration rate considered the length of each experiment. ....	173
Table V.4 - Statistics of soil properties at the initial state and at the end of each experimental period: apparent electrical conductivity (ECa), electrical conductivity measured in 1/5 soil/water (EC) and gravimetric water content (W) at three depths: 0-10, 10-20, and	

20-40 cm. Mean and standard deviation were estimated from 281 samples per date for EC <sub>a</sub> and 28 for other properties.....	176
Table V.5 - Evolution over time of salt stocks for three soil layers during the desalinization experiments E1 to E6: mean and standard error of differences from initial state (DI) and differences from previous event (DPE).....	177
Table V.6 - Pearson correlation matrix between soil properties considering all dates: salt stocks (SS) at three depths; apparent electrical conductivity (EC <sub>a1</sub> and EC <sub>a2</sub> ), soil electrical conductivity (EC), and soil gravimetric moisture (W) at three depths.....	178
Tableau V.7. Comparaison des quantités d'eau entrée (Q <sub>e</sub> ), des quantités d'eau sortie (Q <sub>s</sub> ), des quantités d'eau infiltrée (EI) et du taux d'infiltration (TI) dans les parcelles 1 et 2 durant les différentes expériences. ....	191
Tableau V.8 - Comparaison des quantités de sel entrées (S <sub>e</sub> ) par irrigation, des quantités de sel sorties (S <sub>s</sub> ) par vidange, des quantités de sel exportées par l'eau (E) et du taux d'infiltration (TI) dans les parcelles 1 et 2 durant toute la période d'expérimentation. ....	193
Tableau V.9. Evolution des pertes de sel pour les trois couches de sol pendant les périodes expérimentales (E1' à E3'). Moyenne et erreur type des différences par rapport à l'état initial (DI) et des différences par rapport à la date de prélèvement précédente (DPE). Les chiffres en gras représentent des différences significativement différentes de 0 (test de Student, alpha = 0,05).....	195

## Liste des photos

<i>PHOTO I.1 - PANNEAU D'IDENTIFICATION DES COULEURS EN FONCTION DES JOURS D'IRRIGATION</i> .....	29
<i>PHOTO I.2 - CANAL PRINCIPAL</i> .....	29
<i>PHOTO I.3 - LABOUR A UCA</i> .....	29
<i>PHOTO I.4 - L'ARRACHAGE DES PLANTS EN PEPINIERE</i> .....	29
<i>PHOTO I.6 - DESHERBAGE MANUEL</i> .....	29
<i>PHOTO I.5 - LE REPIQUAGE</i> .....	29
<i>PHOTO I. 7 - PARCELLE APRES DESHERBAGE</i> .....	29
<b>PHOTO II.1 – PROFIL P1 LOCALISE DANS LE LIT DU FLEUVE</b> .....	<b>47</b>
<b>PHOTO II.2 – PROFIL P2 SITUE A PROXIMITE DE LA DIGUE</b> .....	<b>48</b>

# ANNEXES

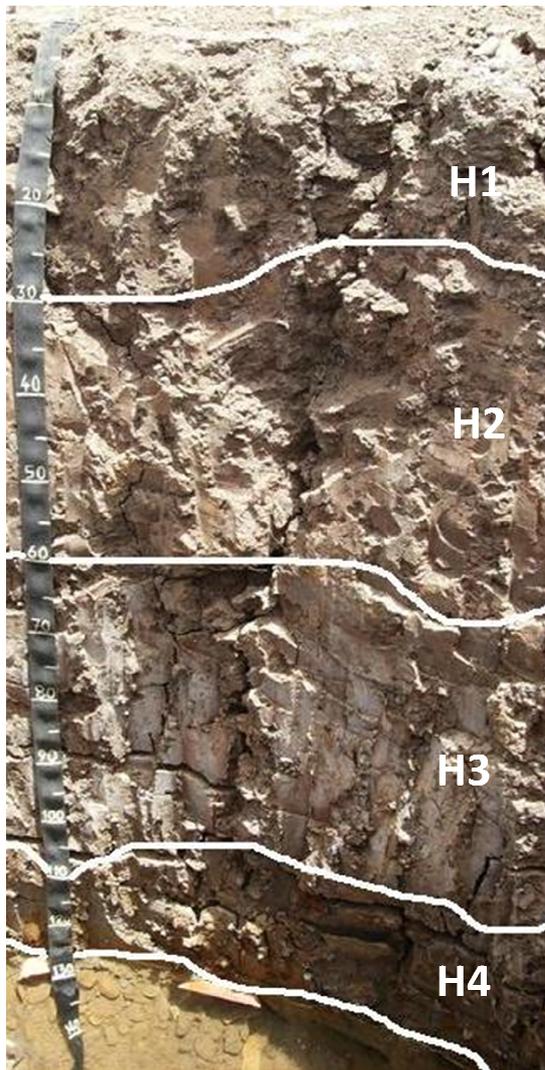
## **LISTE DES ANNEXES**

Annexes 1 - Description morphologique des profils pédologiques

Annexe 2 - Figures présentant les principaux résultats de l'expérience de désalinisation menée sur la parcelle expérimentale n° 2 de Kollo.

## Annexes 1 : Description morphologique des profils pédologiques

**Profil P4 :** Ce profil est localisé dans une parcelle abandonnée non lion des parcelles expérimentales. Il est positionné sur le transect B parallèle au fleuve et recoupant les casiers rizicole (Figure II.1 ; Chapitre II)



H1 0-30cm : horizon sec texture argileuse structure prismatique de couleur gris clair 10YR7/2 multiples fissures

H2 30-60 cm : horizon sec de texture argileuse et structure prismatique de couleur brune 7.5YR 4/6

H3 60-110 cm : horizon sec argileux à structure prismatique présence d'efflorescence saline sur tout le long de l'horizon. Taches brunes 7.5YR4/6 Multiples fissures horizontales et verticales. Présence de face de glissement.

H4 110- 130 cm : horizon frais argileux structure prismatique. Les fissures horizontales, les taches d'oxydoréduction 7.5YR 4/6 et 10YR5/8.

**Photo 1** – Photographie du profil P4

**Profil P5 :** Ce profil a été ouvert sur une parcelle salée abandonnée. Elle est située sur le transect B (Figure II.1 ; chapitre II)



H1 0-12 cm Horizon sec à structure prismatique à texture argileuse. Macroporosité ; La couleur de la matrice est 10YR 6/2. Présence de racines  
Limite progressive.

H2 12-37 cm horizon sec argileux à structure prismatique de couleur 10YR7/6 avec des taches d'oxydoréduction de couleurs 7.5R4/6. Présence de fissures verticales tout le long de l'horizon.

H3 37-60 cm horizon sec à structure prismatique. De texture argileuse la couleur 10YR5/1 avec des taches d'oxydoréduction de couleurs 7.5R4/6 et présence de cristaux de sel. Présence de fente de retrait

H4 60-80 cm horizon frais argileux de structure prismatique. La couleur de la matrice 10YR4/1. Présence de fissure verticale et oblique, on observe des faces de glissement, des cristaux de sel. Des taches d'oxydoréductions couleur 7.5R4/6 et 10YR5/8. La limite est irrégulière.

H5 80-112 cm horizon frais argileux de structure prismatique avec de face de glissement (slikensides). La couleur de la matrice est 2.5Y5/1. Nombreuses taches d'oxydoréductions 7.5R4/6 et 10YR5/8. Nombreux cristaux de sel

H6 112-125 cm horizon frais de couleur Gley2 55PB limoneux argileux avec nombreuses taches 7.5R4/6 et 10YR5/8. Structure prismatique. Quelques cristaux de sel

H7 125-135 cm horizon frais limoneux sableux à structure prismatique. La couleur Gley2 5/5PB Pas de cristaux de sel visibles

**Photo 2 :** Photographie du profil P5

**Profil P6** : Localisé dans le lit du fleuve sur le transept C orienté parallèlement au fleuve (Chapitre II, Figure II.1)



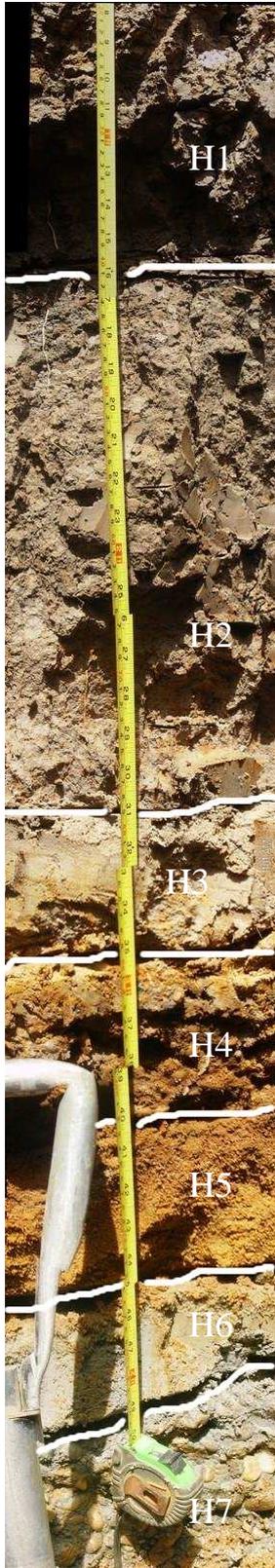
H1 : 0-20cm horizon sec limoneux argileux, de couleur 10 YR 8/6. Présence de fissure et de racine de structure prismatique

H 2 : 20-120 cm horizon épais de texture argileuse à structure polyédrique. Présence de micro fissure à orientation oblique et verticale, quelque fissure latérale. On observe un mélange de couleur 10 YR 5/3 avec des taches de couleurs 10 YR 6/8

H3 > 120 cm Terrasse graveleuse, avec nombreux cailloux

**Photo 3** : Photographie du profil P6

**Profil P7** : Localisé dans le lit du fleuve sur le transept C orienté parallèlement au fleuve (Chapitre II, Figure II.1)



H1 0-36 cm : Horizon sec de couleur 7.5 YR 2.5/2 à texture argileuse et structure polyédrique. Une consistance dure, très poreux d'aspect tubulaire. La limite de l'horizon est progressive, quelque fine racine parcelle et oblique. Quelque tache rougeâtre et des fentes de retrait.

H2 36-79 cm : horizon frais de couleur 7.5 YR 5/2 à consistance plastique, de texture argileux limoneuse et de structure polyédrique. Très poreux aspect tubulaire de limite nette, quelque fine racine parallèle et oblique présence de tache rouge

H3 79-90 cm : Horizon frais de couleur 10 YR 6/3 de texture sablo limoneuse à structure massive, peu poreux, fragile de consistance avec une limite nette, racines rare tache rougeâtre et jaunâtre.

H4 90-102 cm Horizon sableux graveleux très particulier avec un mélange de couleur 10YR 4/6, 7.5 YR 5/8, 10YR 6/3 avec des nombreux éléments grossiers. Existence de chevelure racinaire horizontale.

H5 102-117 cm horizon frais de couleur 7.5 YR 5/8 de texture sableuse à structure massive assez poreux friable à limite nette et régulière quelque élément grossier.

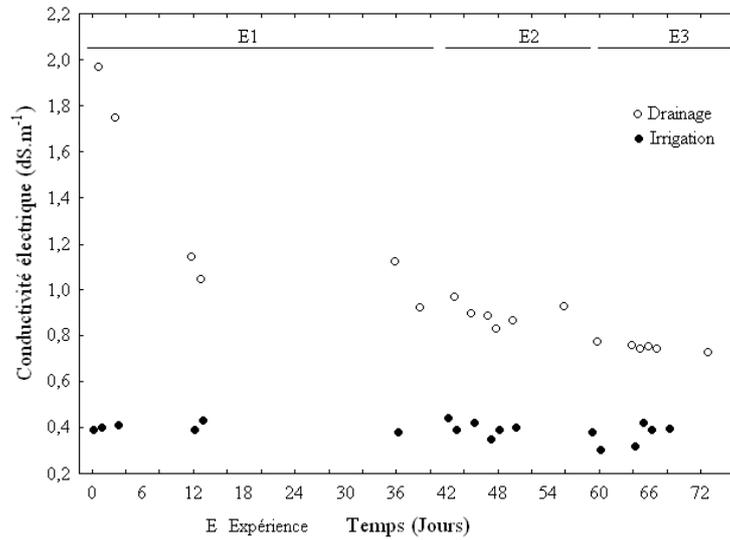
H6 117-125 cm : horizon humide à couleur Gley2 5/5PB limoneux sableux à structure prismatique assez poreux friable

H7 125 terrasse graveleuse graviers cailloux

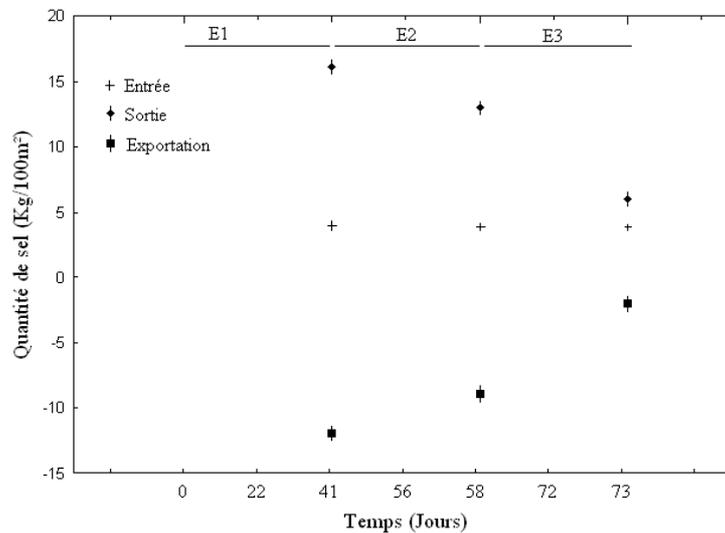
**Photo 4** : Photographie du profil P7

## Annexes 2 -

Figures présentant les principaux résultats de l'expérience de désalinisation menée sur la parcelle expérimentale n° 2 de Kollo.

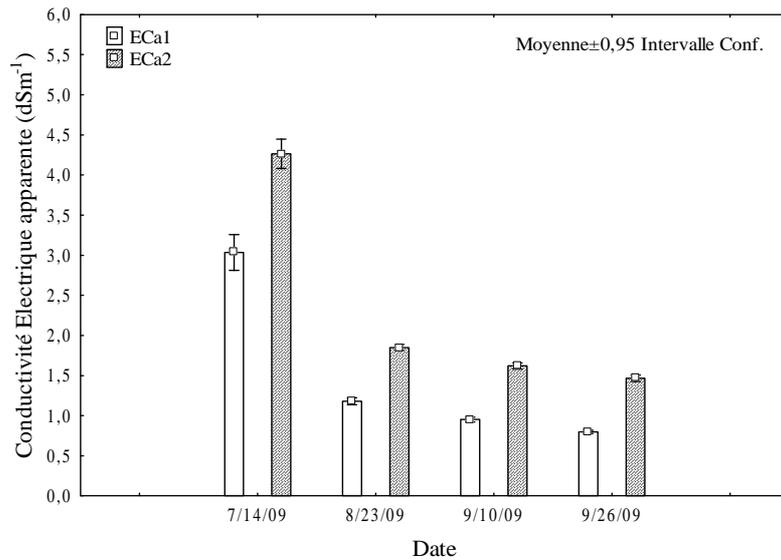


A

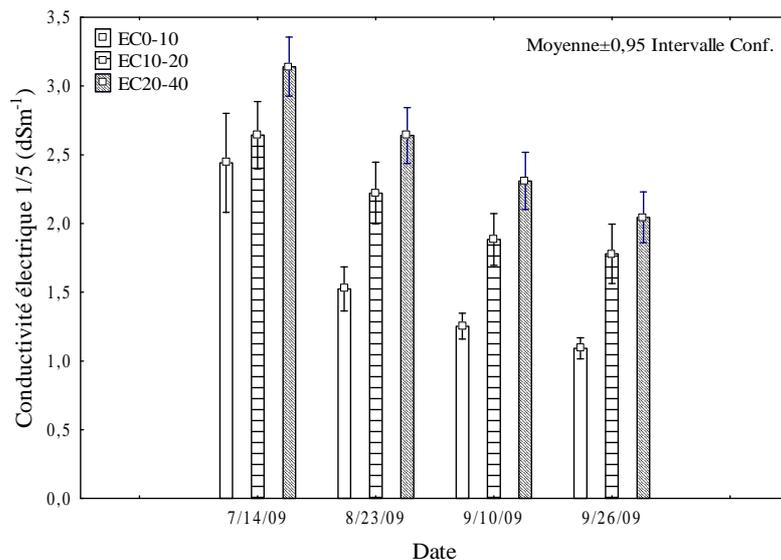


B

**Figure 1** - Evolution de la conductivité électrique et des quantités sel de l'eau d'entrée et de sortie A) Conductivité électrique de l'eau à chaque date (intervalle de confiance <0,02 ds.m<sup>-1</sup>); B) moyenne et interdécile des quantités de sel qui ont été estimées à partir de 1000 simulations de Monte -Carlo en tenant compte de l'incertitude dans les données d'entrée.



**Figure 2** - Evolution de la conductivité électrique apparente (Eca) du sol mesurée avec un quadripôle d'électrodes de configuration Wenner selon deux espacements inter-électrodes de 10 cm (ECa1) et 30 cm (ECa2). Intervalles de confiance et moyenne ont été estimés pour chaque date pour 281 mesures.



**Figure 3** - Evolution dans le temps et à trois profondeurs de la conductivité électrique d'extrait aqueux du sol dilué à 1/5. Moyennes et intervalles de confiance ont été estimés pour les couches 0-10 cm (EC0-10), 10-20 cm (CE10-20) et 20-40 cm (CE20-40) à partir de 28 échantillons.

**Tableau 1** - Estimation par simulations de Monte-Carlo du bilan hydrique à la fin de chaque expérience E1 à E3 et pour toute la période. L'eau infiltrée a été estimée par différence entre l'entrée et sortie d'eau et le taux d'infiltration en considérant la durée de chaque expérience.

		<b>Expériences</b>			
		<b>E1'</b>	<b>E2'</b>	<b>E3'</b>	<b>Total</b>
Quantité d'eau entrée (mm,m <sup>-2</sup> )	Moy,	756	476	396	1628
	Max	757	477	397	1631
	Min	755	475	395	1625
Quantité d'eau sortie (mm,m <sup>-2</sup> )	Moy,	555	414	353	1322
	Max	555	415	353	1323
	Min	554	414	352	1320
Eau infiltrée (mm,m <sup>-2</sup> )	Moy,	204	62	44	310
	Max	204	62	44	310
	Min	204	62	43	309
Taux d'infiltration (mm/jour)		4,7	2,4	6,1	4,4

**Tableau 2** - Moyenne et écart type (SD) des valeurs de conductivité électrique apparente (CEa), de la conductivité électrique d'extrait aqueux dilué au 1/5 du sol (CE) et la teneur en eau gravimétrique (W) mesurées lors des expériences. Le nombre d'échantillons est de 281 pour ECa pour les deux espacements inter-électrodes et 28 échantillons par profondeur de sol pour les conductivités électriques 1/5 et les teneurs en eau gravimétriques.

Experiments	EC <sub>a</sub> 1 (dS,m <sup>-1</sup> )	EC <sub>a</sub> 2 (dS,m <sup>-1</sup> )	EC 0-10 (dS,m <sup>-1</sup> )	EC 10-20 (dS,m <sup>-1</sup> )	EC 20-40 (dS,m <sup>-1</sup> )	W 0-10 (g,g <sup>-1</sup> )	W 10-20 (g,g <sup>-1</sup> )	W 20-40 (g,g <sup>-1</sup> )
	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)	Mean (SD)
Etat initial	3,04(0,57)	4,27(0,47)	2,42(0,95)	2,64(0,63)	3,14(0,55)	0,2 (0,05)	0,2 (0,03)	0,2 (0,02)
E1	1,18(0,11)	1,85(0,10)	1,46(0,46)	2,26(0,57)	2,64(0,52)	0,2 (0,05)	0,2 (0,03)	0,2 (0,02)
E2	0,95(0,08)	1,62(0,10)	1,21(0,20)	1,91(0,49)	2,32(0,53)	0,2 (0,05)	0,2 (0,04)	0,2 (0,03)
E3	0,80(0,05)	1,47(0,10)	1,17(0,29)	1,76(0,53)	2,06(0,48)	0,2 (0,05)	0,2 (0,03)	0,2 (0,02)

**Tableau 3** - Evolution des stocks de sel dans les trois couches de sol suivies au cours des expériences E1 à E3. Moyenne et l'erreur-type des différences des stocks de sel estimés par rapport à leur état initial (DI) et des différences entre expérience (DPE).

Profondeur (cm)	Stock initial (kg/100m <sup>2</sup> )	DI ou DPE (kg/100m <sup>2</sup> )	Expériences		
			E1'	E2'	E3'
0-10		DI	-51(8)	-66(9)	-75(9)
	135 (10)	DPE	-51(8)	-15(3)	-9(2)
10-20		DI	-22(4)	-41(4)	-50(4)
	149 (7)	DPE	-22(4)	-20(4)	-8(2)
20-40		DI	-57(10)	94(10)	-124(10)
	359 (12)	DPE	-57(10)	-37(6)	-30(6)
0-40		DI	-130(14)	-201(14)	-249(13)
	643(19)	DPE	-130(14)	-71(8)	-48(6)

**Tableau 4 - Matrice de corrélation de Pearson entre les propriétés du sol acquises à toutes les dates. SS : stocks de sel , EC : conductivité électrique d'extrait aqueux dilué au 1/5, W : teneur en eau gravimétrique mesurées aux trois profondeurs suivies (0-10, 10-20 et 20-40 cm); ECa1 et ECa2 : Conductivité électrique apparente mesurée avec un quadripôle d'électrode de configuration respectivement selon un écartement d'électrodes de 10 et 30 cm.**

	SS 0-10	SS 10-20	SS 20-40	EC <sub>a1</sub>	EC <sub>a2</sub>	EC 0-10	EC 10-20	EC 20-40	W 0-10	W 10-20	W 20-40
SS 0-10	1,00										
SS 10-20	<b>0,43</b>	1,00									
SS 20-40	<b>0,40</b>	<b>0,53</b>	1,00								
EC <sub>a1</sub>	<b>0,73</b>	<b>0,54</b>	<b>0,51</b>	1,00							
EC <sub>a2</sub>	<b>0,71</b>	<b>0,50</b>	<b>0,60</b>	<b>0,95</b>	1,00						
EC 0-10	<b>0,63</b>	<b>0,43</b>	<b>0,40</b>	<b>0,71</b>	<b>0,73</b>	1,00					
EC 10-20	<b>0,43</b>	<b>0,72</b>	<b>0,52</b>	<b>0,51</b>	<b>0,54</b>	<b>0,43</b>	1,00				
EC 20-40	<b>0,40</b>	<b>0,53</b>	<b>0,75</b>	<b>0,51</b>	<b>0,60</b>	<b>0,40</b>	<b>0,52</b>	1,00			
W 0-10	-0,05	0,13	-0,09	0,07	0,01	-0,05	0,10	-0,11	1,00		
W 10-20	0,00	0,10	-0,06	0,05	0,01	0,00	0,08	-0,07	<b>0,62</b>	1,00	
W 20-40	0,00	0,05	-0,09	0,04	0,03	0,00	0,04	-0,09	<b>0,42</b>	<b>0,78</b>	1,00

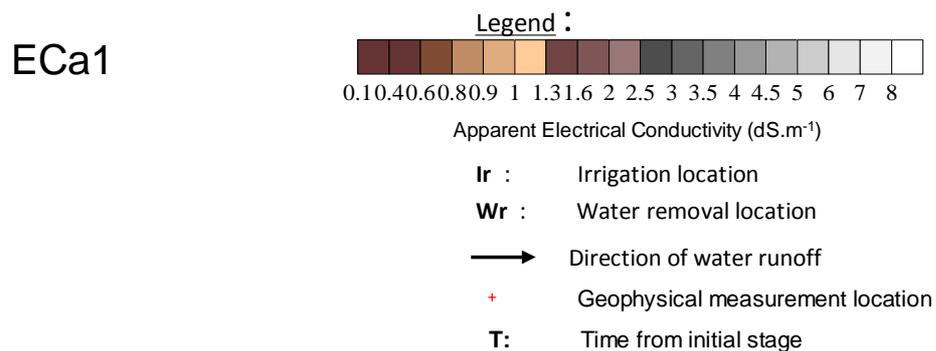
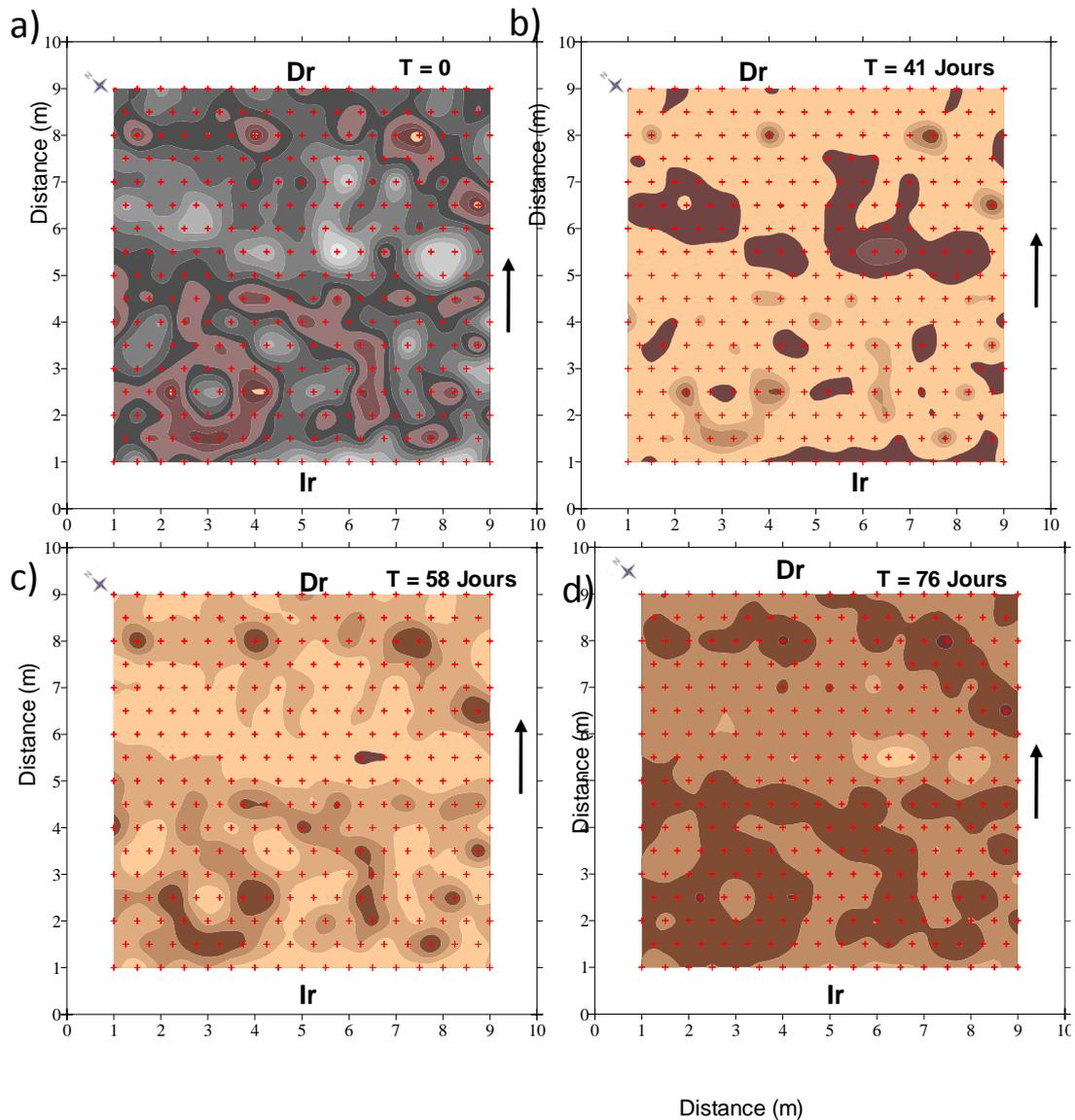


Figure 4 - Evolution dans l'espace et dans le temps de la conductivité électrique apparente Eca du sol mesurée avec un dispositif d'électrodes de configuration Wenner et une écartement des électrodes de 10 cm depuis le début de l'expérience (Etat initial du sol 13/07/09) jusqu'à la fin de l'expérience de désalinisation (Etat final du sol : 26/09/09). Les cartes de Eca ont été réalisées par kriegeage ordinaire à partir de 281 mesures pour chaque date : a) 13/07/09; b) 23/08/09; c) 09/09/09; d) 26/09/09.