THÈSE

Pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE POITIERS
École nationale supérieure d'ingénieurs (Poitiers)
Institut de chimie des milieux et matériaux de Poitiers - IC2MP
(Diplôme National - Arrêté du 7 août 2006)

École doctorale : Sciences pour l'environnement - Gay Lussac (La Rochelle)
Secteur de recherche : Terre solide et enveloppes superficielles

Présentée par :
Raymond Tojo Radimy

Cinétique d'évolution structurale des sols argileux : relation stress hydrique-stress salin ; Application à la biodiversité et rendement de culture

Directeur(s) de Thèse :
Patrick Dudoignon, Laurent Caner

Soutenue le 11 décembre 2015 devant le jury

Jury :

Président	**Philippe Cosenza**	Professeur des Universités, Université de Poitiers
Rapporteur	**Vincent Hallaire**	Chargé de recherche, INRA de Rennes
Rapporteur	**Bernard Nicolardot**	Professeur des Universités, AgroSup de Dijon
Membre	**Patrick Dudoignon**	Professeur des Universités, Université de Poitiers
Membre	**Joël Billiotte**	Maître de recherche, Mines Paristech
Membre	**Eric Kerneis**	Ingénieur d'études, INRA de Lusignan

Pour citer cette thèse :
Raymond Tojo Radimy. *Cinétique d'évolution structurale des sols argileux : relation stress hydrique-stress salin ; Application à la biodiversité et rendement de culture* [En ligne]. Thèse Terre solide et enveloppes superficielles. Poitiers : Université de Poitiers, 2015. Disponible sur Internet <http://theses.univ-poitiers.fr>

THESE

Pour l'obtention du Grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE POITIERS

(ECOLE NATIONALE SUPERIEURE d'INGENIEURS de POITIERS)
(Diplôme National - Arrêté du 07 Août 2006)

Ecole Doctorale : Gay-Lussac, Sciences pour l'Environnement

Spécialité : Terre solide et enveloppes superficielles

Présentée par :

Raymond Tojo RADIMY

****

Cinétique d'évolution structurale des sols argileux : Relation stress hydrique – stress salin ; Application à la biodiversité et rendement de culture.

****

Soutenue publiquement le 11 Décembre 2015 devant la Commission d'Examen

****

Directeur de Thèse : Patrick DUDOIGNON
Co-directeur : Laurent CANER

JURY

M. Bernard NICOLARDOT	AgroSup, Dijon (PR)	Rapporteur
M. Vincent HALLAIRE	INRA, Rennes (C.R.)	Rapporteur
M. Eric KERNEIS	INRA, Poitou-Charentes (I.E.)	Examinateur
M. Joël BILLIOTTE	MINES ParisTech (M.R.)	Examinateur
M. Philippe COSENZA	HydrASA-IC2MP, Poitiers (PR)	Examinateur
M. Patrick DUDOIGNON	HydrASA-IC2MP, Poitiers (PR)	Examinateur

REMERCIEMENTS

J’adresse mes sincères remerciements et ma reconnaissance profonde à mon directeur de thèse, Pr. DUDOIGNON Patrick, de m’avoir dirigé, encadré, accueilli depuis mes deux stages de Master jusqu’à ce travail de thèse. Merci de m’avoir donné l’opportunité de faire cette thèse et de m’intégrer au sein du laboratoire IC2MP, équipe HydrASA de l’ENSI Poitiers.

Je remercie également mon co-directeur, Dr. CANER Laurent, pour son encadrement et sa collaboration.

J’adresse aussi mes sincères remerciements à l’équipe de l’INRA de St Laurent de la Prée, tout particulièrement à Jean-Michel HILLAIRAU et Eric KERNEIS pour leur accueil sur le site de St Laurent de la Prée et leur accompagnement scientifique.

Je remercie également, tous les collaborateurs des différents sites investigués sur l’ensemble du marais Poitevin.

Je remercie Pr. COSENZA Philippe et Dr. HEDAN Stephen de l’ENSI Poitiers, pour leurs contributions et leurs éventuels conseils.

Merci à mes collègues doctorants de bureau : Benoit et Anne-Laure pour les bons moments et discussions.

Merci à la direction de l’ENSI Poitiers pour leurs soutiens administratifs et de m'avoir autorisé à participer aux enseignements au sein de l’école.

Un grand merci à l’école doctorale Gay Lussac, pour les formations transversales et le soutien financier pour mes congrès internationaux.

Je remercie mes parents et ma famille pour leur soutien et les encouragements qu’ils m’ont apportés depuis Madagascar.

J’adresse aussi mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué directement, ou indirectement, à l’aboutissement de cette thèse, surtout à toute l’équipe d’HydrASA et les doctorants.

Je remercie le président, les membres de jury et les rapporteurs d’avoir accepté de participer au jury de cette thèse.

« Misaotra anao aho ry Andriamanitra Ray »

« A ma famille »

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS
SOMMAIRE
Contexte général 1

I- INTRODUCTION 3

I.1. Problématique et formation des zones humides côtières 3
I.1.1. Généralités et problématique 3
I.1.2. Définitions des zones humides 5
I.1.3. Cas particulier des marais de l'ouest 7
A- Histoire géologique 9
B- Histoire anthropique 10
C- Ecosystèmes et pédodiversité 11

I.2. Le Marais de Rochefort - site expérimental de l'INRA à St Laurent de la Prée 15

I.3. Les interactions sol argileux (Bri) - croissance végétale dans les marais côtiers 17

I.4. Rappel sur les propriétés de retrait-gonflement et chemins d'états des sols argileux 21

I.4.1. Rappels de minéralogie 21
I.4.2. Rappels sur la microstructure des matrices argileuses 23
I.4.3. Rappels sur les relations microstructure – propriétés hydromécaniques des sols argileux 25
A- Construction et modélisation des courbes de retrait 26
B- Relation microstructure – propriétés hydromécaniques 28
a – Caractérisation microstructurale *28*
b – Relation microstructure / propriétés mécaniques (macroscopiques) 30

I.5. Rappel sur les relations propriétés hydromécaniques des sols argileux et croissance racinaire 31

I.6. Les objectif de ce travail 32

II - MATERIAUX ET METHODES 34

II.1. Localisation des sites étudiés 34

II.2. Démarche générale 36

II.3. Caractérisation structurale du Bri 38
a- Teneurs en eau « W» 39
b- Indice de vide « e » 39
c- Porosité « n » 39
d- Densité humide « γh » 40
e- Densité sèche « γd » 40
f- Densité réelle des particules solides « ρs » 40
g- Indice de saturation « Sat » 41
h- Les limites d'Atterberg 41
i- Droite de retrait et compaction : Essai Proctor Normal 41

II.4. Caractérisation minéralogique et pétrographique 42
a- Diffraction des Rayons X 42
b- Spectroscopie Infra Rouge (IR) 43
c- Observation microscopique (microscopie optique et MEB) 43
d- Analyses texturales et Capacité d'Echange Cationique 51
e- Microtomographie de Rayons X 51

II.5. Caractérisation physico-chimique du Bri 53
a- La conductivité électrique au 1/5 53
b- La salinité des eaux d'imbibition des sols 54
c- Les mesures de pH 54

II.6. Mesures tensiometriques *in situ* 55
a- Le potentiel gravitaire Ψg 55
b- Le potentiel matriciel Ψm 55
c- Le potentiel osmotique Ψo 56
d- Le potentiel pneumatique Ψa 57
e- Le potentiel enveloppe Ψe 57

II.7. Mesure mécaniques *in situ* : résistance à la pointe (Qd) et résistance au cisaillement 58

II.8. Prospections géo-électriques 59

III- EVOLUTIONS PROFILS HYDRIQUES ET SALINITE DES SOLS DU MARAIS DE ROCHEFORT (SITE EXPERIMENTAL DE L'INRA DE ST LAURENT DE LA PREE) 62

III.1. Résultats préliminaires : courbe de retrait - compaction - chemins d'états 62
III.1.1. Comparaison des méthodes de calcul de la teneur en eau : W_{60} - W_{105} 63
A- En prairie (L3) 63
B- Parcelle Salgues cultivée en blé (S2, S3, S4) 64
C- Conclusion sur différences entre W_{60} et W_{105} 65
III.1.2. Rappel sur les mécanismes de remontées capillaires et sur les chemins d'états du matériau argileux 66
III.1.2.a. Mécanisme de remontée capillaire au sein du Bri 66
III.1.2.b. Chemins d'état de la matrice argileuse, profils de teneur en eau (W_{105}), compactage Proctor, densités, indice de saturation 72
A- Chemins d'états 72

III.2. Les évolutions des profils hydriques 2011 78
III.2.1. Prairie L3 78
a- Piézométrie 79
b- Profils des teneurs en eau 79
c- Profils des indices des vides et profils de porosité 81
d- Profils de densité humide et profil de densité sèche 82
e- Conductivité Electrique du sol par la méthode 1/5è « $CE_{1/5}$ » et salinité de fluide 83
f- Calcul des profils de salinité de fluide à partir des profils de $CE_{1/5}$ mesurés 84
g- Estimation des évolutions des profils de salinité pour les profils de W successifs, à partir d'un profil de $CE_{1/5}$ initial 85

h- *Profils de pH du sol* 85
III.2.2. En parcelle cultivée 86
A- Parcelle cultivée en blé (S2, S3, S4) 86
a- Piézométrie 87
b- Profils des teneurs en eau 88
c- Profils des indices des vides et profils de porosité 90
d- Profils de densité humide et profil de densité sèche 91
e- Conductivité Electrique du sol par la méthode 1/5è « $CE_{1/5}$ » et Salinité de fluide 92
f- Calcul des profils de salinité à partir des profils de $CE_{1/5}$ mesurés 94
g- Estimation des évolutions des profils de salinité pour les profils de W successifs, à partir d'un profil de $CE_{1/5}$ initial 95
h- Profils de pH du sol 96
III.2.3. Parcelle cultivée en tournesol (E2) 97
a- Piézométrie 97
b- Profils des teneurs en eau 98
c- Profils des indices des vides et profils de porosité 99
d- Profils de densité humide et profils de densité sèche 100
e- Conductivité Electrique du sol par la méthode 1/5è « $CE_{1/5}$ » et Salinité de fluide 100
f- Calcul des profils de salinité à partir des profils de $CE_{1/5}$ mesurés 101
g- Estimation des évolutions des profils de salinité 101
h- *Profils de pH du sol* 102

III.3. Discussion - Conclusion partielle 102

IV- EVOLUTIONS DES PROFILS TENSIOMETRIQUES (SITE EXPERIMENTAL DE L'INRA DE ST LAURENT DE LA PREE) 107

IV. 1. Les évolutions en 2011 107
IV.1.1. Prairie L3 107
A- Les variations de pressions de succion journalières 108
B- Gradients de charge et écoulement en milieu non saturé 109
IV.1.2. Parcelle cultivé en blé (S2, S3, S4) 111
A- Les variations de pressions de succion journalières 113
B- Gradients de charge et écoulements 114
IV.1.3. Parcelle cultivé en tournesol (E2) 116
A- Les variations de pressions de succion journalières 117
B- Gradients de charge et écoulements 119
IV.1.4. Relation potentiel en eau - structure sol 120
A- Prairie L3 (non drainée) 121
a- Diagramme croisés W-e-PS-Ø 122
b- Diagramme croisés W-e-PS-salinité 123
B- Les parcelles cultivées drainées 124
a- Diagramme croisés W-e-PS-Ø 124
b- Diagramme croisés W-e-PS-salinité 126
IV.1.5. Relation entre mesures de pression de succion *in situ* et cohésion du matériau argileux. 127

IV.2. Discussion - conclusion partielle 132

V – LES EVOLUTIONS 2012 et 2013 134

V.1. Année 2012 : Parcelle en prairie L3 et parcelle cultivée en maïs (S2, S3, S4) 134

V.1.1. Prairie L3 135
a- Estimation de la réserve utile via la station météorologique 136
b- Profil tensiométriques 137
c- Estimation du gradient de charge entre les bougies 137
V.1.2. Parcelle cultivée en blé site Salgues (S2, S3, S4) 138
a- Estimation de la réserve utile via la station météorologique 139
b- Profil tensiométriques 140
c- Estimation du gradient de charge entre les bougies 142

V.2. Année 2013 : Parcelle en prairie L3 et parcelle cultivée en maïs sur le site A7 144
V.2.1. Prairie L3 146
a- Profils des teneurs en eau, $CE_{1/5}$, salinité et pH 146
b- Profil des pressions de succion 149
A- Relation eau-sol 150
B- Diagramme croisée W-e-pF- Ø 151
V.2.2. Parcelle cultivée A7 (Placette A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF) 151
a- Profils des teneurs en eau, $CE_{1/5}$, salinité et pH 152
b- Profil des pressions de succion 154

VI – ESTIMATION, CALCUL ET MODELISATION DE LA RESERVE UTILE (RU) (année 2013) 158

VI.1. Estimation de la RU à partir des caractéristiques texturales du sol et/ou des données météorologiques. 159

VI.2. Représentation des profils de RU, RU_{ETP} et RU_{ETM} via donnée météorologique 161
a- En Prairie (L3) 161
b- En parcelle cultivé A7 163

VI.3 Calcul des profils de RU résiduelle (RUres) à partir des profils réels de teneur en eau 164
a- En Prairie (L3) 165
b- En parcelle cultivé A7 168

VI.4. Modélisation des profils de réserve utile résiduelle (RUres) dans le temps 172
A- Choix des équations pour la modélisation des profils de RUres dits RUmes 173
B- Choix du ou des paramètres de surface 178
C- Résultat des modélisations de RU = f(profondeur) 179
a- Validation des modélisations des profils de RUmod pour la prairie (2013) 180
b- Validation des modélisations des profils de RUmod pour la parcelle en culture A7 (2013) 183
c- Validation des modélisations des profils de RUmod pour les années 2011 en prairie (L3) et 2015 en parcelle drainée (A7) 186

VI.5. Discussion - Conclusion partielle 193

VII - SUIVI DU DEVELOPPEMENT PHYSIOLOGIQUE DU MAÏS ET RENDEMENT DE CULTURE 195

VII.1. Relation plante – sol – météorologie 199

VII.2. Ouverture d'une fosse pédologique 202

VII.3. Observation à la micro-tomographie RX 202

VIII - ETUDE PRELIMINAIRE DES TRANSFERTS THERMIQUES 204

VIII.1. Matériel et méthode 204
VIII.1.1. Matériaux 204
VIII.1.2. Théorie de la conductivité thermique λ modèle binaire 205
VIII.1.3. Méthode du fil chaud 206

VIII.2. Mesure de la conductivité thermique sur les matrices argileuses 210
A- Détermination de λ de l'argile dans le cas de Sat=1 212
B- Evolution des λ de la matrice argileuse pour différents indices de saturation 213

VIII.3. Les mesures de transferts thermiques *in situ* 214
VIII.3.1. Préparation des enregistreurs 214
VIII.3.2. Comportement thermo-hydrique 217
VIII.3.2.a. Températures et Hygrométrie de l'air à la surface du sol 217
A- Parcelle A7 217
B- Parcelle A8 218
VIII.3.2.b. Températures des sols et déphasages en fonction de la profondeur 219
A- Parcelle A7-10m 219
B- Parcelle A7-20m 220
C- Parcelle A8 220

VIII.4. Discussion – Conclusion partielle 221

IX - DISCUSSION – CONCLUSION GENERALE 225

X – PERSPECTIVE 242

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE 245

ANNEXES 1 258

ANNEXES 2 275

ANNEXES 3 277

ANNEXES 4 279

ANNEXES 5 301

ANNEXES 6 321

Publications 341

Contexte général

Ce travail de thèse s'inscrit dans le cadre des études menées sur les marais de l'ouest au sein du laboratoire HydrASA. Il fait suite aux deux thèses de Bernard (2006) et Gallier (2011) respectivement orientées sur les relations microstructures - propriétés hydromécaniques du Bri et propriété hydraulique – résistivité/salinité des sols.

Actuellement, l'exploitation de ces territoires côtiers pour des fins agricoles, industriels et constructives peut être critiquée face à des problématiques (internationales) de gestion durable face à des risques d'infertilité, de pollution des sols/sous-sol et de la nappe souterraine. Les exploitations agricoles se sont développés dans ces marais côtiers à partir du 11è siècle le long de la côte ouest atlantique avec l'avancée des techniques de poldérisation. Les sols s'y sont formés par dessiccation, consolidation et maturation des sédiments fluviomarins initiaux. Il en est résulté de vastes territoires dits « zone humide » et notamment le Marais Poitevin qui a retrouvé son label de Parc interrégional. Ces territoires sont particulièrement observés du point de vue écosystèmes pour la faune et la flore. Il s'en suit une gestion hydraulique complexe entre productivité agricole et conservation des écosystèmes. Les évolutions de ces territoires sont gouvernées par les activités anthropiques, mais également par les enjeux climatiques.

Ces territoires gagnés sur des sédiments initialement saturés par l'eau de mer ont nécessité une gestion hydraulique de surface susceptible d'abaisser les niveaux de nappe et de provoquer une désalinisation de surface par la lixiviation par les eaux de pluies. De fait avant toute influence de type pollution par des intrants, la première préoccupation est une gestion du couple stress hydrique – stress salin. Cette évolution en surface des profils de dessiccation et simultanément des profils de salinité va gouverner les rendements de culture mais également la répartition géographique en termes de pédodiversité. Ces phénomènes sont régis par les mécanismes de dessiccation – humectation au cours des cycles climatiques.

Ce travail de thèse a été effectué en collaboration avec L'INRA sur le site expérimental de Saint Laurent de la Prée. Cette collaboration a permis de profiter à la fois des compétences du personnel de l'INRA et d'instrumenter des parcelles en prairie (non drainées) et des parcelles cultivées (drainées) choisies en fonction de leur localisations stratégiques par rapport aux gestions hydrauliques et salinité des eaux de nappe.

Les études précédentes avaient bien insisté sur l'homogénéité du Bri du point de vue composition minérale que texture. Cette thèse avance vers le calcul et la modélisation des profils de Réserve Utile (RU) des sols. Ces territoires sont d'abord caractérisés par des niveaux de nappe très proches de la surface. La texture limono-argileuse de ces sédiments et des sols subjacents induisent des remontées capillaires jusqu'à la surface avec zone saturée au-dessus de la nappe et zone non saturée éventuelle proche de la surface. Le calcul et ou la modélisation des profils de RU peut généralement être abordé via les mesures tensiométriques. La deuxième caractéristique de ces territoires est d'être formée sur des matériaux argileux extrêmement sensibles au phénomène de retrait/gonflement. Cette faculté entraine des évolutions des profils structuraux très importantes en parallèle des évolutions de profils hydriques au cours des saisons. Dans ces conditions, les évolutions des profils de RU

résiduelles (utilisable par les plantes) sont également gouvernées par la géométrie variable du réseau poral de la matrice argileuse.

Finalement l'ensemble du travail s'applique à confronter les profils hydriques, et par conséquence les profils de RU résiduelles ainsi que les autres propriétés hydromécaniques de ces sols aux chemins d'état du matériau argileux. Les objectifs restent toujours orientés vers des problématiques de rendement de culture et ou pédodiversité. Ce travail trouve actuellement sa continuité dans la caractérisation des évolutions temporelles des structures de sols tourbeux à argileux du Marais Poitevin.

Ce manuscrit a été structuré en dix grands chapitres :

Le chapitre 1 introduit le travail et énnonce les problématiques liés aux sols dévéloppés sur les marais côtiers et les caractéristiques générales de ces milieux en prairie ou culture de céréales. .

Le chapitre 2 présente les matériels et méthodes mis en œuvre dans ce travail de thèse.

Le chapitre 3 présente les évolutions des profils hydriques, de conductivités éléctrique et de salinités de ces sols argileux essentiellement pour l'année 2011. Il explique les chemins d'états de la matrice argileuse et les mécanismes de remontées capillaires.

Le chapitre 4 présente les évolutions journaliéres et saisonnières des profils tensiométriques par rapport aux variations météorologiques et croissance des végétaux.

Le chapitre 5 présente les évolutions hydriques, conductivité éléctriques, tensiométriques et piézométrique de l'année 2012 et 2013.

Le chapitre 6 présente les méthodes de calcul et de modélisation de la réserve utile (RU) pour l'année 2013 puis leurs validations pour les années 2011 et 2015.

Le chapitre 7 présente le suivi cultural du maïs du semis à la récolte avec les relations plante – sol – météorologie pour l'année 2013.

Le chapitre 8 présente une étude préliminaire des conductivités thermiques effective de ces matériaux argileux puis des transferts thermiques dans les sols.

Le chapitre 9 présente la discussion et la conclusion générale de ce travail.

Le chapitre 10 présente les perspectives (1) sur la caractérisation d'autres térritoires du marais Poitevin et leurs fonctionnement hydrodynamique, et (2) sur la modélisation des évolutions des conductivités thermiques des matériaux argileux.

I - INTRODUCTION

I.1. Problématique et formation des zones humides côtières

I.1.1. Généralités et problématique

Les marais côtiers sont considérés comme des « zones humides ». Ce sont des écosystèmes riches et productifs biologiquement qui suscitent l'intérêt scientifique dans les domaines de l'écologie, l'environnement, l'agriculture et l'économie. Ces écosystèmes peuvent assurer le maintien et l'amélioration de la qualité de l'eau (rôle de filtre épurateur), la régulation des régimes hydrologiques (rôle d'éponge), l'accueil d'une faune et d'une flore remarquables (fonction d'alimentation, de reproduction et de refuge), la régulation des microclimats et la protection des sols. D'après Paticat (2007), la détermination et le classement des zones humides se basent sur l'hydrologie, la végétation et l'hydromorphie du sol. Les critères de reconnaissance et de délimitation des zones humides qui en découlent sont essentiellement les fluctuations des niveaux d'eau, la qualité des sols et la végétation des lieux.

A ces écosystèmes se sont superposés successivement des activités agricoles, prairies pour l'élevage et la culture de céréales. Particulièrement en expansion depuis les années 1970, ces activités ont conduit à des transformations des milieux par des modifications des techniques de drainages et par amplification des intrants dans les sols et les nappes. Ces dernières années la politique d'utilisation de ces territoires est plus raisonnée par rapport au milieu naturel et s'oriente vers une agriculture éco-responsable.

Dans cette orientation "éco-responsable" le premier objectif est de comprendre le fonctionnement des sols particulièrement riches en argiles qui se sont développés sur des sédiments initialement saturés en eau salée. Du point de vue régime hydrique, les mots clés sont niveau d'eau, salinité des eaux et transferts eau douce - eau salée, cycle saisonnier dessiccation - humidification et en réponse les cycles retrait-gonflement du matériau argileux. Du point de vue croissance végétale, ce sont : profils de teneur en eau, de salinité, de structure et réserve utile des sols et transferts sol - plante - atmosphère.

L'étude de ces environnements doit nécessairement être pluridisciplinaire et capable de décrire et si possible modéliser les transferts à plusieurs échelles :

- celle de la microstructure des sols et des matrices argileuses via le comportement hydromécanique du matériau argileux jusqu'au niveau de l'interface racine-sol

- de l''échelle du profil hydrique à celle de la parcelle, il s'agit de suivre dans les temps les évolutions de structure jusqu'à un mètre de profondeur environ et les conséquences sur les relations profils hydriques - croissance des végétaux

- de l'échelle de la parcelle à celle du bassin d'alimentation face à la gestion hydrique des territoires et des transferts eau douce - eau salée.

Les disciplines mises en jeu sont respectivement:

- l'analyse texturale, minéralogique et pétrographique des sols (matrices argileuses),

- la caractérisation géotechnique des matériaux argileux essentiellement pour les relations microstructure et comportements hydromécaniques à l'échelle macroscopique et pour la caractérisation et/ou modélisation des propriétés de retrait - gonflement,

- le suivi hydrologique avec l'aspect pédologique, mesures tensiométriques et de réserve utile RU,

- le suivi agro-biologique de la croissance des cultures,

- mais également la recherche des propriétés thermo-hydrique des sols argileux pour la modélisation des évolutions de profils thermiques à mettre en relation avec l'activité microbiologique dans le sol et les rendements de culture.

Les études précédentes concernant les évolutions de structure des sols formés sur le Bri du Marais Poitevin et du Marias de Rochefort ont été focalisées sur les évolutions verticales de structure de l'échelle de la parcelle à celle des bassins (Bernard, 2006; Gallier, 2011). Elles ont mis en évidence les profils hydriques types caractérisés par l'augmentation de la teneur en eau avec la profondeur. Elles ont également montré les gradients de salinité des eaux de la nappe du Bri et le rôle des entrées d'eau douces issues des coteaux calcaires.

L'homogénéité minéralogique et texturale du Bri a permis une modélisation du phénomène de retrait gonflement en parallèle des profils verticaux de structure des sols. Elle a permis également la mise en équation des relations structure - propriétés hydromécaniques de la matrice argileuse constituant ces sols. L'objectif de ce travail est d'associer ces relations entre profils structuraux et propriétés hydromécaniques aux relations plantes sol dans ces territoires.

Un des objectifs est donc d'atteindre les Réserves Utiles (RU) disponibles pour la végétation dans ces sols argileux, et surtout leurs évolutions au cours des saisons. Les réserves utiles sont couramment calculées à partir de la structure du sol via la différence entre la capacité au champ et point de flétrissement. La principale difficulté de ces territoires de marais côtiers face aux calculs ou modélisation des Réserves Utiles disponibles pour les plantes est l'évolution verticale de structure de ces sols qui résultent de leurs profils hydriques particuliers. Dans ces territoires où la nappe est proche de la surface, les profils hydriques et les profils de RU associés vont être gouvernés par la compétition entre les remontées capillaires et la descente du front de dessiccation et par les évolutions verticales de microstructure de matrice argileuse. La deuxième particularité de ces territoires est la superposition d'un stress salin au stress hydrique. Le phénomène est contrôlé par la saturation initiale des sédiments par l'eau de mer et par l'historique de dessèchement de surface et de poldérisation (Anongba, 2007).

Le présent travail se base sur les suivis de parcelle en prairie (non drainée) et de parcelles en culture (drainées) du site Expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée au cours des années 2011 à 2015. Les acquisitions de données y ont été principalement focalisées sur les évolutions des profils hydriques, de salinité et les mesures tensiométriques. Les objectifs sont l'explication des transferts dans les sols et la modélisation des Réserves Utiles utilisables par les plantes.

I.1.2. Définitions des zones humides

Ces milieux ont été définis par différents organismes. Les définitions reprennent des caractéristiques générales et peuvent être orientées par les objectifs des dits organismes (MDDEP, 2007 ; MEDDM-CGDD-SEEIDD, 2010 ; MEDDE, GIS Sol, 2013 ; MEEDDM, 2013). Généralement trois critères sont admis pour la définition des zones humides, l'hydrologie, l'hydromorphologie des sols et hygrophilie des plantes (SANDRE, 2014). Chronologiquement les définitions sont les suivantes:

Selon l'UICN « Union Internationale pour la Conservation de la Nature » et de ses ressources (1973) : *«Milieux aquatiques, aussi bien marins que côtiers ou continentaux, pour autant qu'ils soient de faible profondeur, partant des terres temporairement inondées et de tourbières tout juste imbibées, sans surface d'eau permanente, elles vont jusqu'aux lacs et étangs d'une profondeur n'excédant pas six mètres.»*

D'après Tarnocai (1980): *«Une zone humide est définie comme un terrain ayant un sol soit avec la nappe phréatique proche ou à la surface, soit saturé pendant une période assez longue pour permettre le développement de processus caractéristiques de zones humides ou aquatiques se traduisant par la présence de sols hydromorphes, d'une végétation hydrophyte et d'activités biologiques variées adaptées à un environnement mouillé.»*

D'après la Loi sur l'eau en France (loi N°92-3 du 3 janvier 1992) : *«Les zones humides sont les terrains exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre, de façon permanente ou temporaire ; la végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année. Les dispositions ont pour objet une gestion équilibrée de la ressource en eau qui vise à assurer la préservation des écosystèmes aquatiques, des sites et des zones humides ainsi que la protection contre toute pollution et la restauration de la qualité des eaux.»*

Selon Ramade (1993), dans le dictionnaire encyclopédique de l'écologie : *«Terme général désignant tous les biotopes aquatiques marécageux ou lagunaires continentaux. Ces derniers sont particulièrement menacés par les drainages et les assèchements pour leur mise en culture. La conservation de ces écosystèmes constitue un des problèmes majeurs concernant la protection de la nature dans la plupart des pays dits développés et même du tiers monde à l'heure actuelle.».*

D'après le Groupe de travail sur la stratification écologique (1995) : *«Terres saturées d'eau assez longtemps pour favoriser les processus de milieux humides ou aquatiques : sols mal drainés, végétations hydrophytes et diverses formes d'activités adaptées à ce milieu.»*

Selon Barnaud (1998), *« on entend par zone humide les terrains, exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre, de façon permanente ou temporaire; la végétation quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles pendant au moins une partie de l'année ».*

En France, deux définitions servent de référence :

- En droit français, selon l'article L.211-1 du code de l'environnement : *« les zones humides sont définies comme des terrains, exploités ou non, habituellement inondés ou gorgés d'eau douce, salée ou saumâtre de façon permanente ou temporaire. La végétation, quand elle existe, y est dominée par des plantes hygrophiles (qui aiment l'eau) pendant au moins une partie de l'année. »*
- La convention Internationale, selon l'article premier de la Convention de Ramsar en 1971: *« les zones humides sont des étendues des marais, de fagnes, de tourbières ou d'eaux naturelles ou artificielles, permanentes ou temporaires, où l'eau est stagnante ou courante, douce, saumâtre ou salée, y compris des étendues d'eau marine dont la profondeur à marée basse n'excède pas six mètres. »*

Ainsi, 59 types de zones humides ont été inventoriés en France à partir de la typologie CORINE (Paticat, 2007). Ces espaces de transition entre la terre et la mer peuvent être constitués par des marais de plaines alluviales et/ou côtières, des estuaires, des lagunes, des tourbières, des lacs et des étangs (Maman et Vienne, 2010).
Ces milieux humides gouvernent l'ensemble des fonctionnements hydriques aussi bien à l'échelle du bassin versant qu'au niveau des différents écosystèmes (Figure I.1). D'après Mitsch et Gosselink (1993), les zones humides ne couvrent que 6% des terres émergées. En France métropolitaine ils sont généralement classés sous trois types:

- les milieux humides continentaux, situés à l'intérieur des terres, formées à partir des dépressions, pentes ou surfaces planes. Ils constituent un ensemble de milieux d'eau douce très variés et sont caractérisés par leur grande richesse biologique. Ils tiennent un rôle majeur dans le maintien des équilibres naturels et de la biodiversité.
- les milieux humides littoraux, situés souvent sur les affluents qui sont des zones propices aux mélanges entre eau douce et eau de mer. Ils constituent des sièges dominants de nourrissage pour les espèces faunistiques,
- les milieux humides aménagés, qui sont les marais continentaux et littoraux aménagés pour l'exploitation par des activités anthropiques. Les marais de l'Ouest font partie de cette catégorie.

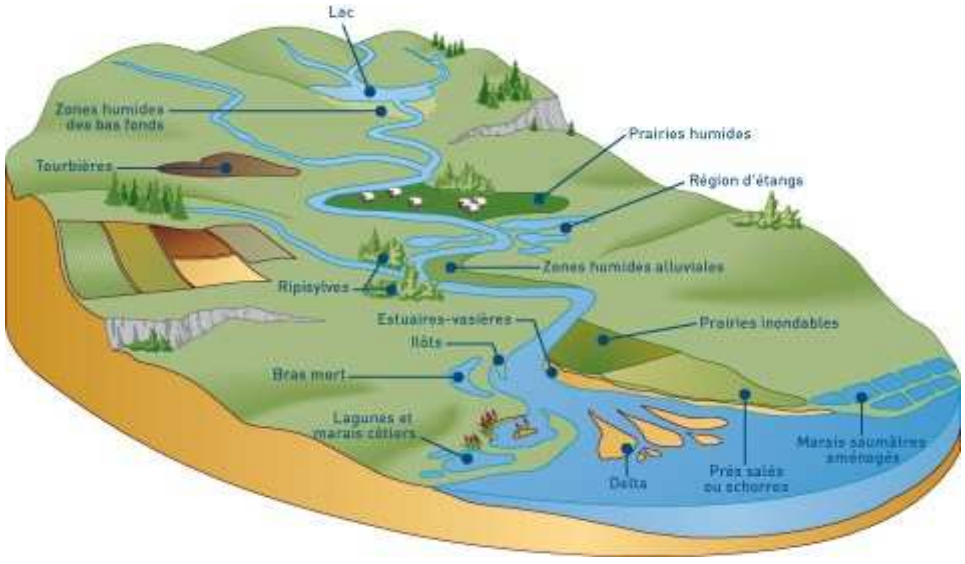


Figure I.1 : Représentation schématique des différents milieux humides (Source : AE RM, 2001, comillus.com)

Ces définitions considèrent la préservation et la gestion durable de ces zones humides comme intérêt général par la loi française selon le code de l'environnement, article L.211-1-1 (MEDDE, GIS Sol, 2013). Effectivement le problème majeur sur ces zones humides est la conservation (et/ou la restauration) des écosystèmes ainsi que la gestion intégrée des ressources en eaux. Celle-ci est normalement gouvernée par les agences de l'eau, le SDAGE (Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion des Eaux) et le SAGE (Schéma d'Aménagement et de Gestion des Eaux) qui interviennent pour toute gestion de ressource en eau, aussi bien quantitative que qualitative. L'objectif est de rester en conformité avec le Grenelle de l'environnement pour la conservation des zones humides. Ces territoires peuvent en effet jouer des rôles très important pour la qualité de l'eau par filtration et épuration des eaux continentales.

L'utilisation et l'exploitation des marais côtiers posent des problèmes du fait de leur origine fluviomarine. Ils ont nécessité de nombreux aménagements hydrauliques en vue de contrôler les niveaux d'eau, aussi bien par rapport aux crues en amont et les marées à l'aval. Leur utilisation est confrontée au contrôle des niveaux d'eau induits par les épisodes successifs de poldérisation et/ou de drainage, par les mélanges eau douce - eau salée et par les tassements topographiques localement provoqués. La gestion de ces marais côtiers est suivie par des agences et syndicats de l'environnement afin d'y préserver la biodiversité (Figure I.2).

I.1.3. Cas particulier des marais de l'ouest

Les marais côtiers sont caractérisés en fonction de leur origine, de leur localisation entre littoral et le continent, leur géomorphologie, topographie, hydrographie et en conséquence par leur végétation (Figure I.2).

Les Marais de l'0uest sont des marais littoraux qui correspondent à d'anciens golfes marins, progressivement comblés par des sédiments fluviomarins « argileux ». Ils sont issus de l'envahissement des "basses terres" par la mer lors des transgressions marines datées du Flandrien. Ces périodes de transgression ont permis le dépôt de sédiments fluvio-marins depuis 8000 à 10 000 ans le long du littoral (Baie de l'Aiguillon). Les sédiments sont limoneux à argileux. Ils constituent le matériel primaire de formation des sols. Le phénomène a été décrit de la manière suivante dès 1931 par Papy (1931). Les sols sont formés par dessiccation, consolidation et maturation progressive des sédiments fluvio-marins. Sur la côte atlantique française, ils se répartissent du Nord, à partir de l'embouchure de la Vilaine, jusqu'au sud à l'embouchure de la Gironde. Du Nord au sud on distingue donc: les marais Breton, Vendéen, Poitevin et de Rochefort et plus au Sud les marais de la Seudre et de la Gironde. Leurs étendue est d'environ 250 000 ha sur 300 km de littoral.

Plus précisément dans la Région Poitou-Charentes 118 000 ha de zones humides ont été recensées sur les Marais Poitevin, de Rochefort, de l'estuaire de la Seudre, de la Charente aval, de l'estuaire de la Gironde, du Fiers d'Ars et de Brouage. Le marais Poitevin en est le plus vaste. Il s'étend sur 95 000 ha, à cheval sur les trois départements Vendée, Deux-Sèvres et Charente-Maritime et les deux régions du Pays de la Loire et Poitou-Charentes. Il suit le bassin de la Sèvre Niortaise et se termine par la baie de l'Aiguillon dans laquelle les dépôts fluvio-marins sont encore en phase de sédimentation. Immédiatement au Sud, le Marais de

Rochefort est plus réduit (15 000 ha) le long de l'embouchure de la Charente. Du point de vue "administratif" le marais Poitevin est "géré" par l'Agence Loire-Bretagne et le marais de Rochefort est "géré" par l'agence Adour-Garonne.

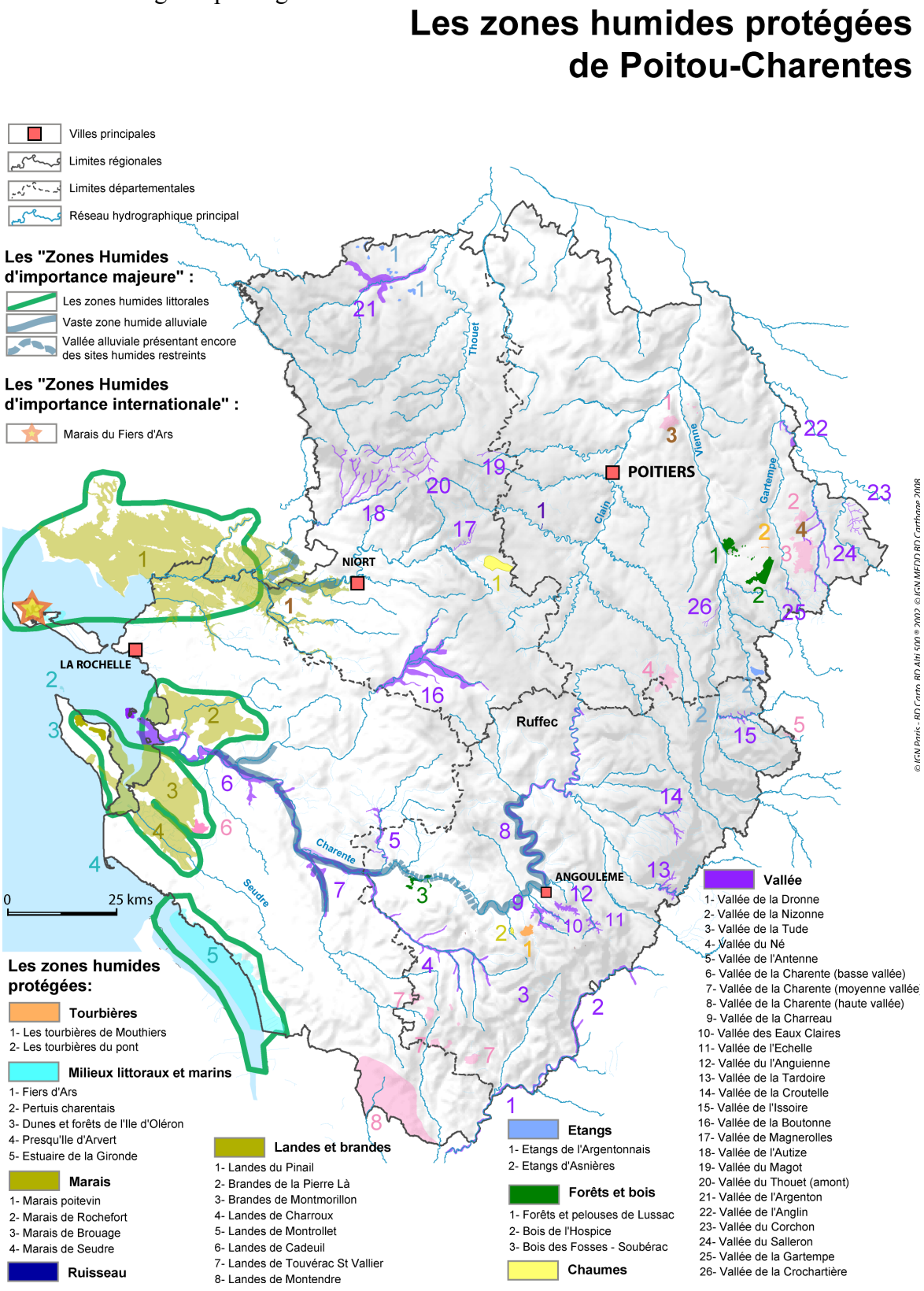


Figure I.2 : Cartographie de différentes zones humides protégées dans la région Poitou-Charentes. (Source : Réseau Partenarial des Données sur l'Eau (R.P.D.E.))

Les Marais de l'Ouest sont considérés comme des zones humides d'arrière-littorales. Ces zones humides côtières ont été asséchées à des fins agricoles et/ou de salubrité publique et même à des fins piscicoles par les moines au Moyen-âge (Cizel, 2010a, b). Actuellement, la partie du marais Poitevin qui est gardée en réserve naturelle et qui est la plus connue du point de vue touristique est *« La Venise Verte »*. En fait l'ensemble des territoires a été divisé en deux types de marais par les travaux hydrauliques des moines dès le Moyen-âge: (1) le marais mouillé et (2) le marais desséché. Les deux types de marais sont isolés l'un de l'autre par des digues et des canaux de drainage. Ils sont actuellement occupés par des exploitations agricoles aussi bien prairies pour élevage, cultures céréalières et bois. En plus de la séparation des territoires par les digues, l'intensification des cultures céréalières a conduit au développement intensif du drainage depuis les années 1970.

La Région Poitou-Charentes est particulièrement sensibilisée à la conservation et à la protection de ces écosystèmes face à leurs rôles majeurs sur la préservation des habitats naturels tant en diversité animales que végétales. Elle a activement participé à la restitution du label du Parc Interrégional du Marais Poitevin en 2014. Si ces marais littoraux (Marais Poitevin et Marais de Rochefort) sont des grandes étendues qui instaurent des lieux de nourrissage et d'habitat pour les espèces faunistiques ils présentent également une pédodiversité importante.

A- Histoire géologique

Les marais de Bretagne et de Vendée reposent essentiellement sur un socle granitique et/ou métamorphique; tandis que les marais Poitevin, de Rochefort, de Seudre et de Gironde reposent sur des assises calcaires datées du Jurassique. Selon Thibaud (2010), les marais maritimes proviennent d'une dynamique naturelle entrainant (1) la juxtaposition d'une zone d'accumulation sédimentaire plus ou moins humide qui est représentée ici par le marais Poitevin et (2) d'un territoire qui subit la submersion comme l'Anse de l'Aiguillon.

Le phénomène date de la transgression flandrienne qui suit la fonte des glaces du Würm. La dépression crée au Tertiaire dans les substratums calcaires et/ou granitiques est submergé et ainsi transformé en golfe du Poitou (4500 ans avant J-C; Thibaud, 2010; Visset, 1987; d'Hollander, 1961). La partie nord de la plaine des marais Poitevin comme Luçon et Fontenay-le-Comte repose sur des calcaires du Bathonien et du Callovien. Par contre, la partie sud qui est l'Aunis repose sur les marnes et les calcaires du Callovien, de l'Oxfordien, du Rauracien et du Kimméridgien. Cette succession, du nord au sud, des formations géologiques constituant le substratum correspond à une structure monoclinale additionnée d'un faible pendage sur l'extrémité septentrionale du bassin Aquitain. A partir du Tertiaire, l'action de l'érosion structure le paléo-relief : les assises les plus tendres comme les marnes ont été érodés donnant naissance aux zones basses de marais. Par contre, les formations résistantes comme les calcaires du Bathonien ou du Bajocien constituent les coteaux périphériques du bassin et du marais actuel. La séparation entre le marais Poitevin et les marais Charentais dont celui de Rochefort est consécutive de la résistance des calcaires du Kimméridgien inférieur.

Lors de la régression marine environ 1500 ans avant J-C, le comblement d'origine marine a progressivement été émergé dans les fonds de bassin les plus élevés topographiquement. Ces

sédiments sont dénommés Bri. Le comblement du golfe du Poitou par les sédiments est donc discontinu dans le temps entrainant deux épisodes dominant de dépôts et deux dénominations du Bri : Bri ancien et Bri récent. Si les différences entre Bri ancien et Bri récent sont discrètes, elles peuvent être beaucoup plus franches en périphérie du golfe à cause de l'apport de sédiments continentaux enrichis en matière organique et d'eau douce. A ces dépôts plus continentaux, sont localement associés des niveaux tourbeux, soit en surface, soit intercalés dans le Bri et une faune continentale (Ducloux, 1989; Ducloux et Nijs, 1972; Dupuis, 1968; Dupuis, 1969 ; Papy, 1931 ; Bouhier, 1957 ; Regrain, 1980).

B- Histoire anthropique

Les premiers aménagements effectués par les hommes concernent le fond de l'ancien golfe pendant son envasement, où ils créent les parcelles de terre cultivables bordées de fossés dits «mottes » et des parcelles boisées dits « terrées ». L'effet de la sédimentation continue et du colmatage de l'entrée du golfe a permis un premier ressuyage et tassement du Bri ancien qui rendait difficile tout drainage et par conséquent a provoqué l'hydromorphie des sols. Les premières tentatives de "poldérisation" ou "prises" datent du IIIe siècle avant J-C. Ces premières tentatives de conquête des marais ont favorisé les dépôts de Bri récent. Les premiers aménagements réels à partir d'endiguements ont commencé dès le X^{éme} siècle pour des exploitations du sel, la culture et pâturage, notamment par les moines de l'Abbaye Bénédictine de Saint-Michel-en-l'Herm « clergé régulier ». Les travaux conjugués au phénomène de sédimentation repoussent les limites du marais vers l'océan (Visset, 1987; Thibaud, 2010; Caudal, 2010 ; Camuzard, 2000)

En fait, du X^{éme} au XXI^{éme} siècle, avec l'évolution des contextes sociétaux, plusieurs périodes d'aménagement se sont succédé:

- Au Moyen-âge, dès le début du Xe au XIIIe siècle, les assainissements des marais sont entrepris par les Abbayes qui suppléent le désengagement des seigneurs.
- Ces travaux sont interrompus pendant presque 3 siècles notamment à cause de la guerre de 100 ans et des guerres de religion et c'est vers 1599, qu'Henri IV proclame le décret relatif à "l'assèchement des Marais de France et des lacs ". L'ingénieur hydraulicien hollandais Humphrey Bradley est nommé "maître des digues du royaume" pour conduire les opérations.
- Vers la fin du XVIIIe et le début du XIXe siècle, les problèmes sanitaires surtout le paludisme qui a touché Rochefort incite la reprise des travaux de dessèchement et la remise en état des canaux de drainage.
- Ainsi, une loi exige le regroupement des propriétaires en syndicats de marais qui est à la charge de l'entretien des réseaux. Cela fut la création du service des Ponts et Chaussées (Pipon, 2010).
- A partir du XXe plusieurs dates ont marqués l'activité anthropique sur les marais Poitevin et de Rochefort:
    - la création du service des Ponts et Chaussées et la loi exigeant le regroupement des propriétaires en syndicats de marais qui sont chargés de l'entretien des réseaux.

- la création de l'UNIMA (Union des Marais de Charente-Maritime) en 1954, chargé des travaux en Charente-Maritime (rénovation des prairies, reprofilage des fossés, curage des émissaires, création de chemin d'accès, et création de nouveaux canaux).
- construction du barrage de Saint-Savinien en 1961 (et canal de l'UNIMA) qui permet de réguler les alimentations en eau douce dans le marais de Rochefort.
- Implantation du site expérimental de l'INRA à Saint-Laurent de la Prée en 1966.
- Aménagement des marais de l'Ouest en 1980.
- Mise en place du protocole agriculture/environnement en 1991.

Toutes ces actions menées dès le début du Moyen-âge ont eu pour effet d'étendre ces zones humides littorales par conquête de terres sur les zones souvent inondées ou noyées. L'agencement de prises, des digues en amont et la poldérisation provoquent progressivement la division de ces marais côtiers en marais salés et marais doux, marais desséchés et marais mouillés (Huguet, 1955 ; Bouhier, 1957 ; Regrain, 1980 ; Joulie et al., 1996; Verger, 2005; Figure I.3).

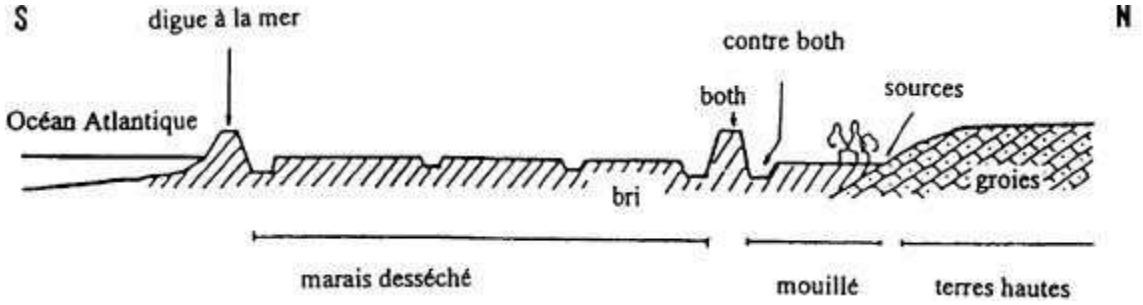


Figure I.3: Représentation schématique de l'aménagement hydraulique sur les marais de l'ouest. (Source : ADASEA, 1990 repris par Joulie et al., 1996).

C- Ecosystèmes et pédodiversité

Du rivage vers les terres hautes les cinq entités développées sur les sédiments sont donc (Figure I.4):

- les vasières encore actives du point de vue dépôt de sédiments,
- les prés salés qui sont des écosystèmes alimentés en eau de mer via les chenaux. Ils sont localisés dans les zones les plus côtières et regroupent les marais ostréicoles, les marais aquacoles et les marais salants
- les marais gâts
- les marais desséchés
- les marais mouillés

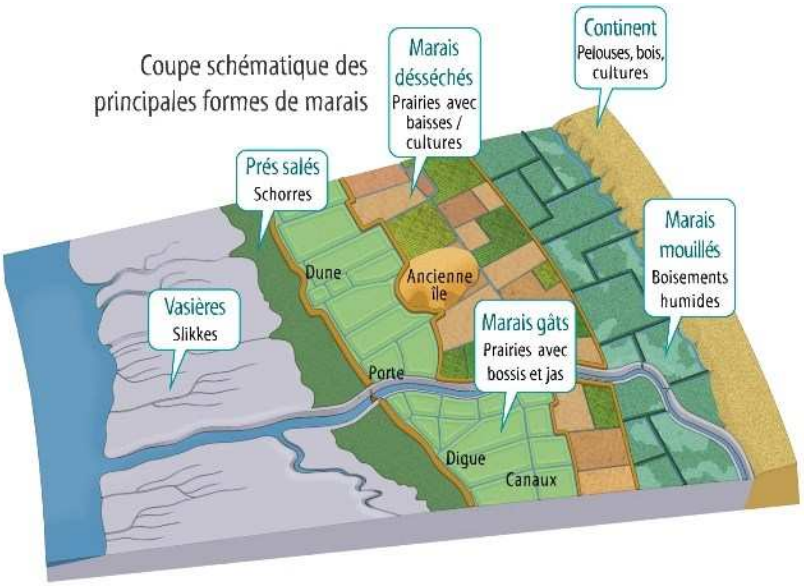


Figure I.4: Représentation schématique des principales formes de marais (source LPO).

Les marais doux sont les écosystèmes générés par la poldérisation pour des objectifs agricoles et essentiellement alimentés par l'eau douce. Ils constituent, par opposition aux marais salés, la partie plus "continentale" des marais côtiers. Leur territoire est divisé en marais mouillés et marais desséchés. Le premier est localisé au fond de l'ancien golfe, le long des coteaux calcaires et plus localement en bordure des rivières. C'est la zone d'épandage des crues qui évite l'inondation du marais desséché l'hiver et qui permet de contenir et stocker les arrivées d'eau douce continentale. C'est, pour partie, la zone "Venise verte" du Marais Poitevin. Le marais desséché est décalé côté océan et isolé du précédent par un système de digues (Figure I.5; Huguet, 1955; Azib, 1989 ; Bernard, 2006).

La localisation du marais mouillé en périphérie de bassin et en bordure des coteaux correspond à la présence du Bri dit "continental" plus riche en matière organique et localement associés à des lits ou bancs de tourbe. De manière générale ils correspondent au Bri ancien (± continental) daté de l'holocène (Jambu et Nijs, 1966). Ils sont en prairie, utilisé pour l'élevage ou pour la populiculture. Les parcelles y sont de petites tailles, bordées par un fossé dont les berges sont plantées traditionnellement de frênes têtard. En limite de prairie, les fossés sont longés par leur bourrelet de curage (Kerneis et al., 1998, 2007).

Le marais desséché, généralement décalé vers la partie centrale du marais peut être conservé en prairie pour l'élevage mais est également de plus en plus dédiée à la culture céréalière. De fait, depuis les années 1970, le drainage de ces parcelles a été généralisé avec deux objectifs; descendre le niveau de nappe du Bri sous le niveau induit par la poldérisation et désaliniser la partie superficielle des sols par lixiviation par les eaux de pluies. Du continent vers l'océan, le marais desséché est en fait divisé en deux bandes parallèles au littoral, le marais desséché tel qu'il est décrit ci-dessus, appelés encore "plats" et le marais gâts qui se substitue aux anciens marais salants (Figure I.4). La régulation des niveaux d'eau s'y fait par canaux de drainage pour l'évacuation des eaux excédentaires en hiver et par ouverture d'écluse de communication avec le marais mouillé en période sèche.



Figure I.5 : Distinction du marais mouillé et du marais desséché dans le Marais Poitevin (Source : afdec-cartographie.fr).

Ces aménagements successifs d'endigage et d'assèchement mis en place pour la régulation des niveaux d'eau ont conduit au morcellement du territoire et à la juxtaposition de parcelles aux fonctionnements hydriques différents: parcelles réduites conservées en prairie entourées par les canaux en marais mouillé et parcelles plus étendues dédiées à l'élevage et/ou la culture de céréales en marais desséché (Sarrazin, 2010). Cette cohabitation "parc naturel" - agriculture - élevage peut engendrer des conflits sur la gestion des niveaux d'eau.

Généralement, l'altitude de ces marais de l'ouest est de 1m à 3.50 m au-dessus du niveau de la mer. Ces marais ont d'abord été utilisés pour la production des sels à partir de construction de compartiments peu profonds qui permettaient l'évaporation de l'eau de mer et la cristallisation du sel (Papy, 1931). A l'inverse, du point de vue agricole, l'utilisation et l'exploitation de ces marais posent des problèmes du fait des origines fluviomarines des sédiments. Ce sont des problèmes respectifs de sodicité des sols et de salinité des eaux qui résultent de la présence d'eau salée en profondeur et de la lixiviation de surface par les eaux de pluies. Ce sont également des problèmes d'évolution de structure des sols dues à leur sodicité mais également aux phénomènes de compaction et tassement mécaniques associés aux cycles d'humidification/dessiccation ainsi qu'au méthodes d'exploitation (compactage dû aux engins agricoles et/ou au piétinement des animaux; Pons et al., 2000 ; Bernard et al., 2007). Finalement, les mécanismes d'évolution des sédiments initiaux aux sols actuels, sont: - tassement et compaction dus au couple dessiccation - retrait, maturation dû à l'enrichissement en matière organique et évolution minéralogique et - évolution des profils de salinité gouvernés par les évolutions des niveaux d'eau (Righi et al., 1995 ; Bernard, 2006).

Du point de vue géographique, les marais de l'ouest constituent ou comprennent des zones humides plus ou moins résiduelles réparties essentiellement le long du littoral, en bordure des cours d'eau (Sèvre Niortaise et Charente en ce qui concerne le marais Poitevin et celui de Rochefort) et surtout les parties périphériques de marais mouillés (Cam, 2012). Ces zones humides sont particulièrement sensibles aux risques d'assèchement qui résultent des prélèvements d'eau potable et pour l'agriculture mais aussi à des risques de pollution qui résultent du déversement des eaux continentales via les coteaux périphérique et via les cours d'eau. En fait un bilan de la LPO montre que ces marais atlantiques "n'échappent pas au bilan universalisé de recul des zones humides" (Egreteau, 2010).

Du point de vue typologie, les marais Poitevin et les marais de Rochefort ont évolué en conséquence des développements des exploitations agricoles et du milieu physique constitué par les sols. Les types d'exploitation, culture et/ou élevage, et leur extension sont gouvernés par la gestion hydraulique de ces territoires. Les propriétés physiques des sols et leurs capacités par rapport à leurs exploitations et biodiversité en générale vont être dépendant des niveaux d'eau. Le problème des niveaux d'eau est récurant pour la gestion physique et politique du territoire (Figure I.6; Joulie et al., 1996).

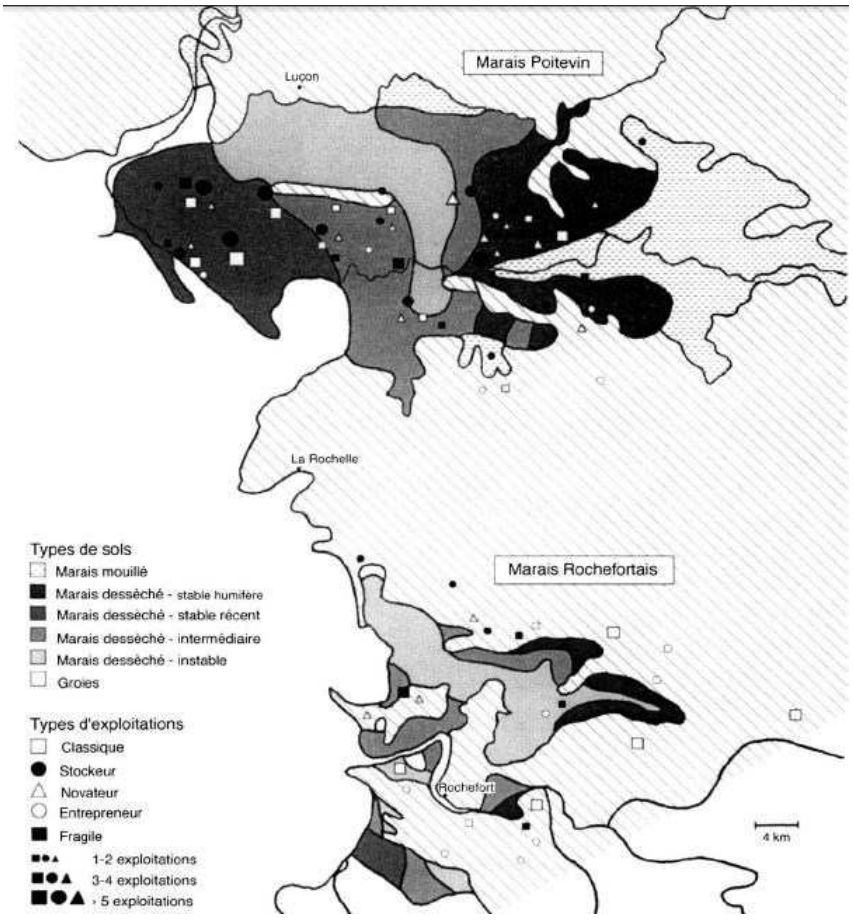


Figure I.6: Représentation schématique des types de sol et types d'exploitations dans les marais de l'ouest, d'après Joulie et al., 1996.

Du point de vue géomorphologie, hormis la topographie littorale à dunes et à estuaires et à l'exception des îlots calcaires, les marais mouillés et desséchés néoformés sur les vases

fluvio-marines montrent une topographie qui évolue de 1 m à proximité du littoral à 3,5 m au contact des remontées continentales. En fait la répartition en termes de pédodiversité suit des systèmes de microtopographie associés (1) aux aménagements hydrauliques (curage des fossés et dépôts des vases), aux tassements provoqués par les assèchements progressifs (endigage, drainage) et les trafics locaux (passage engins agricoles, piétinement du bétail).

Du point de vue pédogenèse, les sols du marais Poitevin restent très homogènes caractérisés par une texture argileuse avec d'exceptionnels petits lits sableux (Verger, 1960; Bernard, 2006). Cette texture argileuse et les propriétés de retrait qui en résultent font que les sols présentent régulièrement une structure polyédrique à prismatique (Verger, 1960). Le pH du sol est généralement basique (8 à 8,5). Les horizons A et (B) ou S varient en fonction de l'intensité de la décarbonatation. Celle-ci augmente avec l'âge des polders, aussi bien dans les prairies que dans les champs labourés.

Du point de vue climatique, le climat atlantique est caractérisé par un "automne brumeux et pluvieux, un hiver pluvieux mais doux, un printemps peu arrosé et un été sec mais lumineux" (Visset, 1987 ; Cantat et al., 2009; Figure I.7).

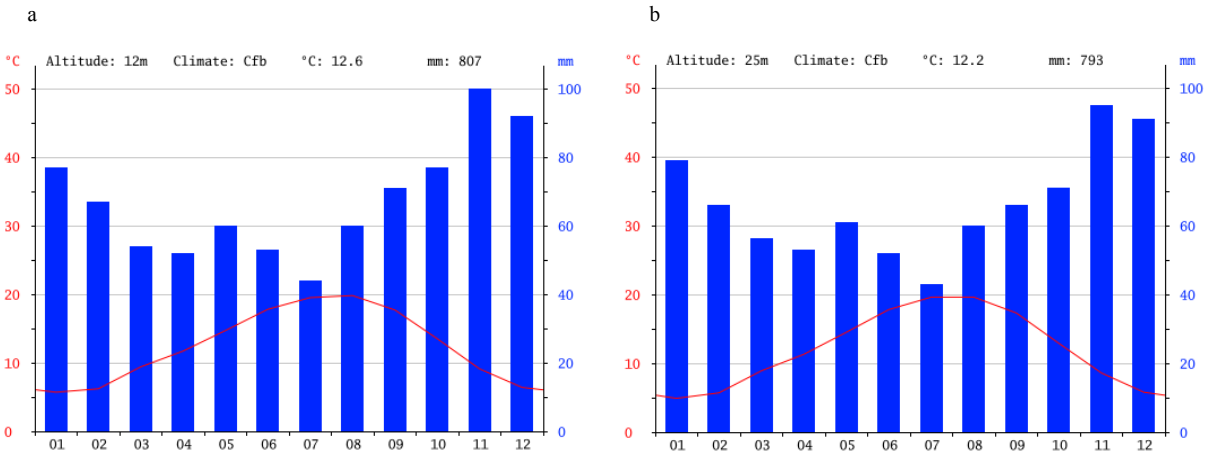


Figure I.7: Diagramme ombrothermique : a - pour Rochefort (807 mm/an), b - pour Niort (793 mm/an) (Source : http://fr.climate-data.org/).

I.2. Le Marais de Rochefort - site expérimental de l'INRA à St Laurent de la Prée

Il est localisé sur la côte atlantique de la Charente Maritime. Il couvre une surface de 13 600 ha. Il débute au sud le long de la Charente et remonte sur une vingtaine de km, au Nord et à l'Est. C'est un marais qui est considéré essentiellement d'origine maritime, hormis sur les rives de la Charente et de type marais desséché, exceptés quelques marais mouillés en partie nord. Il y a eu des aménagements hydrauliques dès le Xème siècle pour la protection face aux marées (Egreteau, 2010). Néanmoins les véritables travaux d'assèchement ont été conduits par le Hollandais Bradley sous la monarchie d'Henry IV puis par l'ingénieur Pierre Siette pour développer la poldérisation au XVII^{éme} siècle. Les travaux avaient pour objectif l'exploitation agricole des territoires.
En 1954, l'UNIMA (Union Marais Charente-Maritime) a été fondé et reprend les travaux d'assainissement. Puis, à partir des années 70, le développement et les besoins des cultures

céréalières a entrainé le développements de réseaux de drainage soit par technique en ados soit par drains enterrés initiés par l'INRA (COLLECTIF, 1980 ; Laporte et al., 1984). Les prises de conscience des problématiques environnementales et les difficultés de gestion hydraulique de ces territoires ont abouti à la mise en place des critères agro-environnementaux dès le début 1990.
Morphologiquement on y distingue :

- les marais « gâts », qui sont les anciens marais salants aménagé en prairies où les parcelles ont gardé le relief à bosses,
- les marais « plats », qui sont des marais provenant de la sédimentation fréquemment traversé par les anciens chenaux de marée dit les « baisses ».

Il est considéré comme un site Natura 2000 les plus riches en espèces au niveau de la région Poitou-Charentes. Sa diversité est due aux différences d'hydromorphie et de salinités qui contribuent à sa richesse faunistique et floristique.

Le site **expérimental de l'INRA** est localisé sur la commune de St Laurent de la Prée. Malgré la présence locale de sols humifères tourbeux en fond de vallées et des sols sableux littoraux, les parcelles qui ont servi à ce travail sont toutes localisées sur des sols argileux dits Bri.

Les études précédentes ont clairement montré les distinctions de profils structuraux des sols entre marais mouillés et marais desséché d'une part et les conséquences du drainage d'autre part. Les distinctions entre les territoires sont liés à la gestion hydraulique et notamment les niveaux de nappe, mais également à la salinité des eaux qui est gouvernée par la localisation géographique des parcelles par rapport aux coteaux calcaires environnants (Figure I.8; Bernard, 2006; Gallier, 2011). Les échanges d'eau douce-eau salée opèrent en bordure des bassins via la partie profonde à l'état "liquide" du Bri. Les sols y sont argileux et hydromorphes, soit par continuité en humidité résiduelle du printemps au début d'été dans les zones de bas-relief inondées l'hiver et au printemps, soit par alimentation continue via les fossés en marais mouillé Kerneis et al., 2007).

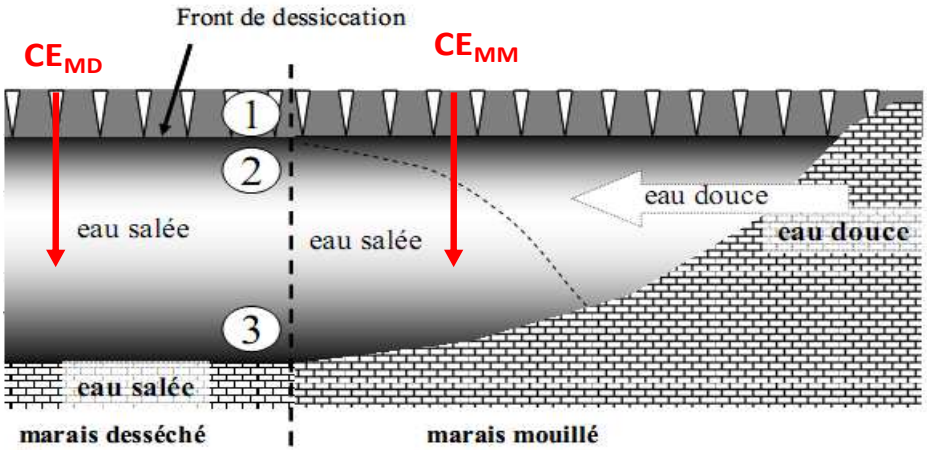


Figure I.8: Représentation schématique du fonctionnement hydrique des zones de marais (marais Poitevin et/ou marais de Rochefort, d'après Bernard, 2006). En marais mouillé, à proximité du coteau calcaire les entrées d'eau douce au niveau de la nappe du Bri développent

un gradient de salinité de la surface vers la profondeur gouverné par le mélange eau douce "sur" eau salée. En marais desséché le gradient de salinité n'est gouverné que par le niveau de nappe et l'épaisseur de la tranche de surface lixiviée par les eaux de pluies. Les gradients de salinité sont mesurés via la conductivité au 1/5 ($CE_{1/5}$). (1) : sol à l'état solide fracturé, (2) : sol à l'état plastique à liquide, (3) : Bri consolidé en profondeur sous le poids des terres.

Les études précédentes de Bernard (2006) et de Gallier (2011) ont montré l'homogénéité textural du Bri, limono-argileux, globalement similaire à celui du marais Poitevin. Ces auteurs ont également montré une homogénéité minéralogique cohérente avec celle du marais Poitevin: kaolinite, illite et inter-stratifié illite/smectite (I/S) dominants accompagnés de faibles teneur en smectite pure.

Trois sites ont été privilégiés pour ce travail:

- la parcelle en prairie L3 localisée juste au nord de la nationale entre Rochefort et le rond-point de Fouras. C'est une parcelle non drainée, en prairie depuis au moins 1962. Elle est suffisamment éloignée du coteau calcaire pour être à "l'abri" des infiltrations d'eau douces dans la nappe du Bri. Les profils de teneur en eau et de salinité sont influencés par la microtopographie causée par le dépôt des boues de curage le long des fossés.

- les parcelles A7 et A8 localisées juste au sud de la même nationale. Elles sont drainées soit par drains enterrés soit par "ados" tranchées de surface. Elles sont cultivées et également suffisamment éloignées des coteaux calcaires pour être exemptes d'infiltration d'eau douce continentale. Les profils de teneur en eau et salinité des sols sont essentiellement influencés par la croissance des végétaux et le niveau de drainage.

- la parcelle Salgues (du nom de l'agriculteur propriétaire) drainée et cultivée. Cette parcelle présente l'avantage d'être adossée au coteau calcaire et de récupérer des infiltrations d'eau douce, en partie amont, dans sa nappe du Bri. Les rendements de cultures sont influencés par les battements de niveaux piézométriques et par des profils de salinité dépendant des entrées d'eau continentales dans la nappe du Bri.

I.3. Les interactions sol argileux (Bri) - croissance végétale dans les marais côtiers

Les travaux de thèse précèdent (Bernard, 2006 et Gallier 2011) ont déjà montré les relations entre les propriétés hydromécaniques et les structures de ces sols argileux. Ces auteurs ont démontré à partir de mesures *in situ* les évolutions verticales des états physiques du sol argileux: soit, état solide à plastique en surface vers état plastique à liquide des sédiments en profondeur. Ces profils d'évolution structurale de la matrice argileuse en surface à 2m de profondeur dans les sédiments sont associés aux profils d'humidité des sols et sont gouvernés par les transferts hydriques dans cet ensemble sol-sédiment (Bernard, 2006; Bernard et al., 2007 ; Dudoignon et al., 2007). Ces évolutions de profils de teneur en eau à travers les saisons agissent directement sur l'enracinement et la croissance des végétaux, en général, et sur le rendement des cultures en particulier (Gallier, 2011). A cette problématique de stress hydrique s'ajoute localement celle du stress salin.

Du point de vue climatique, ces marais souffrent d'un bilan hydrique excédentaire en hiver et d'une sécheresse estivale chronique. En prairie cette sécheresse stoppe la croissance de l'herbe (Kerneis et al., 1998, 2007). Ces dernières sont en fait enracinées superficiellement dans l'horizon de surface à l'état solide. Dans les sols drainés, généralement cultivés en céréales, les plantes doivent s'enraciner en profondeur de manière à atteindre les réserves utiles aux niveaux proches de la nappe. Si les niveaux de nappes sont quasiment horizontaux dans les différentes parcelles, la distance verticale surface - nappe est gouvernée par les microreliefs. Cette profondeur de nappe par rapport à la surface et son microrelief, y compris les bourrelets de curage des fossés, gouverne les profils hydriques et les profils de salinité du fait de la lixiviation de la partie superficielle des sols par les eaux de pluies. La microtopographie agit directement sur la croissance et la nature des végétaux dans ces micro-territoires. Confrontés aux profils de dessiccation saisonniers, elle permet aux différentes flores de s'installer dans des zones soit du types mésophile, méso-hygrophile à hygrophile (Figure I.9 ; Radimy et al., 2014).

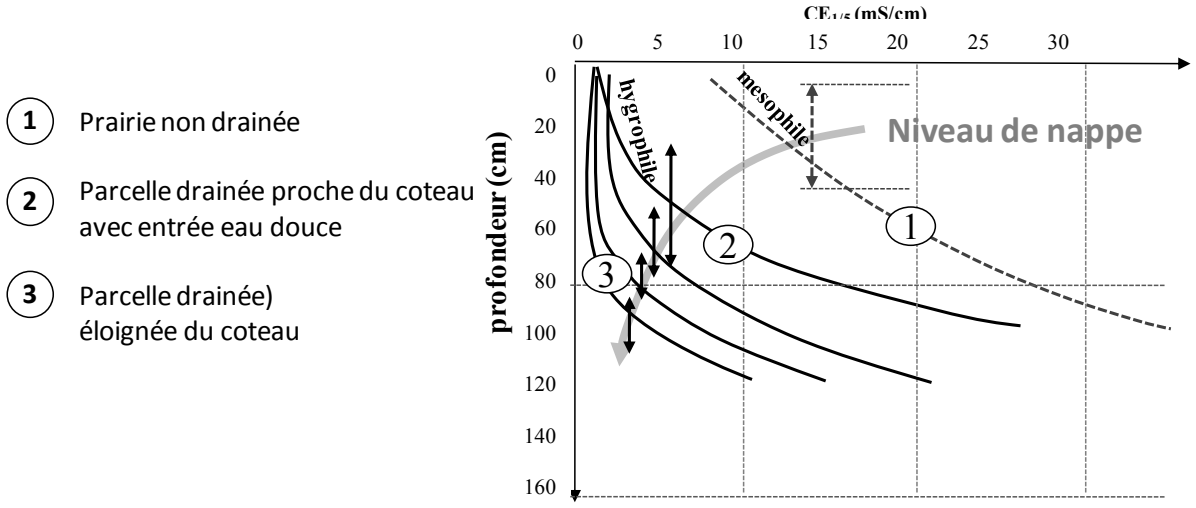


Figure I.9: Répartition des profils de conductivité électrique des sols pour les trois types de territoires (1) en prairie non drainée, (2) en parcelle drainée suffisamment proche du coteau calcaire pour être alimenté en eau douce (type marais mouillé) et (3) en parcelle éloignée du coteau (type marais desséché) (d'après Radimy et al., 2014 modifié).

Finalement les deux types de marais mouillés ou desséchés, doux ou salés, assurent des équilibres naturels du territoire et des réservoirs de biodiversité avec leurs biotopes spécifiques. Néanmoins les activités anthropiques ont progressivement transformé les équilibres locaux; le plus récemment par l'extension du drainage et de l'urbanisation. Si le marais mouillé sert de stockage d'eau douce le marais desséché est "géré" saison par saison:

- de la fin de l'automne au début du printemps, par un système d'ouverture pour évacuer des excédents d'eau de pluie et/ou de nappes,
- de la fin du printemps au début de l'automne, le taux d'évapotranspiration entraine une forte demande hydrique qui peut être équilibrée par alimentation d'eau douce à partir des fossés ou canaux creusés dans un Bri argileux quasi imperméable.

La gestion est différente dans les Bri continentaux riche en matière organique ou les niveaux tourbeux et tourbières perméables sont particulièrement sujets à la dessiccation. Une des conséquences est leur tassement topographique extrêmement important voire problématique comme dans la cuvette de Nuaillé d'Aunis.

Dans ces marais de l'ouest, le principal facteur qui va gouverner et/ou limiter la croissance des plantes ainsi que le rendement de culture est donc le couple salinité - eau disponible, autrement dit couple stress salin et stress hydrique. La faible fertilité du sol est liée à sa salinité et va pouvoir être traduite en couples profils de teneur en eau (ou réserve utile) et profil de salinité. En plus, indépendamment de l'évolution normale dans le temps, des recouvrements temporels par la mer peuvent déposer une pellicule salée en surface (tempête Xynthia). Le traitement généralement adopté pour "équilibrer" le surplus de Na^+ de surface est le gypsage.

Finalement de la surface vers la profondeur et à l'interface racine - sol les propriétés de transfert sont directement gouvernées par les évolutions structurales de la matrice argileuse qui constitue le Bri. Les matériaux argileux sont caractérisés par des propriétés spécifiques de retrait-gonflement et de compressibilité. En génie civil et plus spécifiquement en géotechnique, ces deux propriétés spécifiques ont des conséquences importantes sur les précautions à prendre en compte lors de la construction d'ouvrages et sur la pérennité des ouvrages. Il s'agit essentiellement du dimensionnement et de l'ancrage des fondations. La compressibilité du matériau argileux répond aux charges des bâtiments. Le retrait répond aux cycles de dessiccation saisonniers et a été trop souvent responsable de sinistres dits « sécheresse ». Dans les agro-systèmes les propriétés de compressibilité des sols ne sont que peu affectées si ce n'est par l'impact des pneus des engins agricoles et/ou le piétinement du bétail (Pons et al., 2000). Par contre les effets structuraux dus aux cycles de retrait – gonflement agissent directement sur les rendements de culture via la structuration du sol, les transferts hydriques et en réaction face à la croissance des réseaux racinaires.

Du point de vue géochimie des eaux de nappe, les analyses montrent une évolution latérale due aux alimentations en eau douce issues des coteaux calcaires périphériques. Elles montrent également une évolution verticale : augmentation de salinité avec la profondeur (Gallier, 2011). Ces compositions chimiques traduisent la lixiviation de surface par l'irrigation ou les pluies (Figures I.10a ; Anongba, 2007). Les mesures de profil de pH sur tous les sites ont montré que ces sols sont de nature basique $7.4<pH<9.2$. Ces évolutions géochimiques sont conformes aux profils de conductivités électrique 1/5^{è} qui augmentent en profondeur (Figure I.10b). Les profils de salinité sont ainsi gouvernés par la présence des eaux salées fossiles en profondeur qui est déjà démontrée par Gallier (2011).

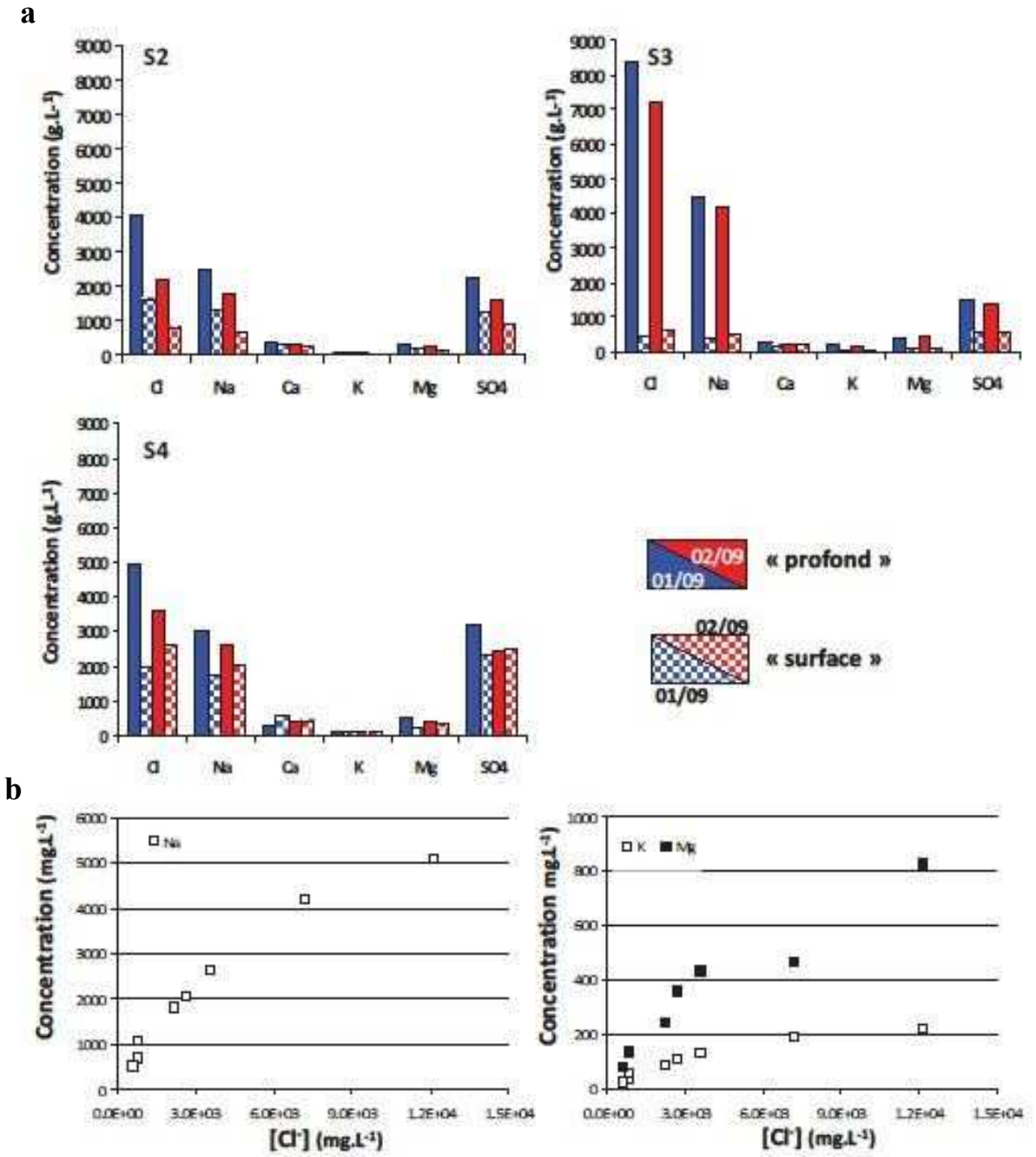


Figure I.10a : Composition chimique d'eau dans le Bri. a - concentrations en ions majeurs (Cl^-, Na^+, Ca^{2+}, K^+, SO_4^{2-} et le Mg^{2+}) sur les sites S2, S3, S4 (janvier et février 2009), b – teneur en Cl^- et Na^+, Cl^- et Mg^{2+} et K^+ (dans la parcelle en prairie). D'après Gallier, 2011.

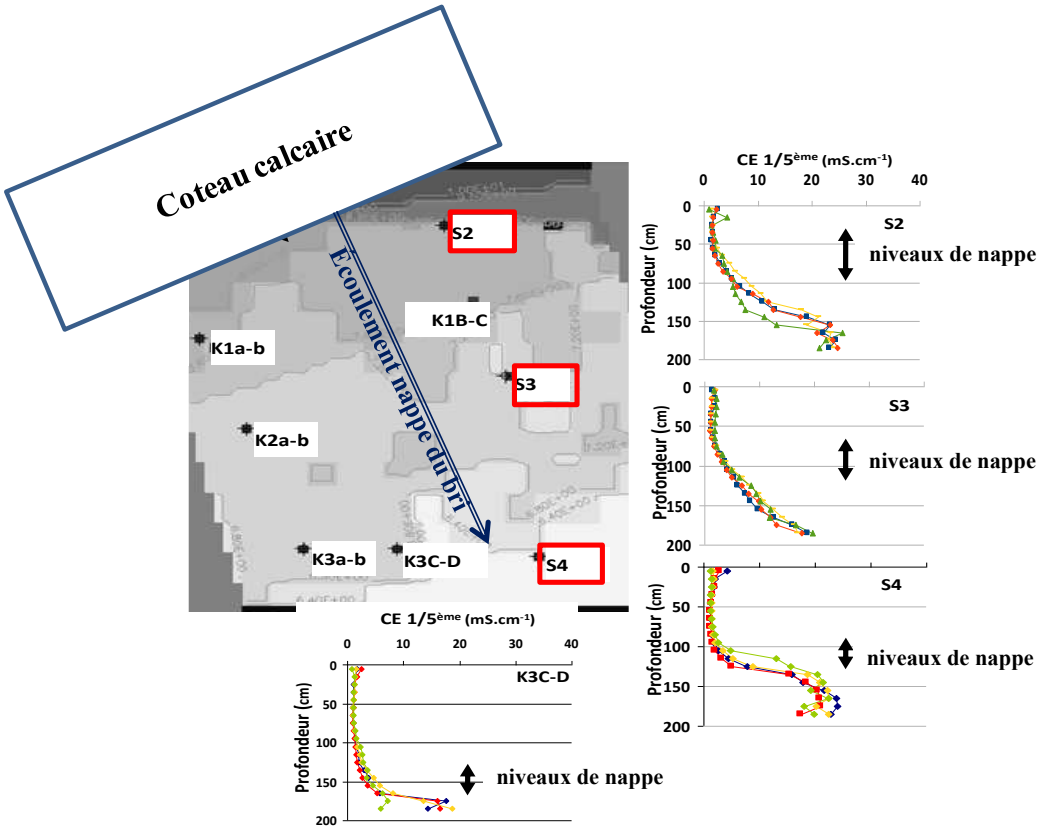


Figure I.10b : Evolution des profils de $CE_{1/5}$ du bord du coteau (S2) à l'extrémité opposée (S4 et K3C-D) de la parcelle cultivée (Debouté, 2011; Gallier, 2011).

I.4. Rappel sur les propriétés de retrait-gonflement et chemins d'états des sols argileux

I.4.1. Rappels de minéralogie

La fraction argileuse d'un sol est définie que comme la fraction infra-2µm en géotechnique. Les minéraux argileux, indépendamment de leur taille, sont des phyllosilicates. Ces derniers sont constitués de feuillets construits à partir de couches superposées de tétraèdres de silices (SiO_4) et d'octaèdres (R^{2+}, R^{3+}, OH^-, O^{2-}). Au sein des couches tétraédriques et octaédriques des substitutions Si/Al ou Si/Fe^{3+} et R^{2+}/R^{3+} peuvent exister et générer des déficits de charges locaux. Les structures et la classification des différents phyllosilicates dépendent de l'arrangement des cations au sein des couches octaédriques et tétraédriques (Figure I.11):

- 1/1 ou T/O. Soit une seule couche tétraédrique associée à une couche octaédrique (ex : serpentine, kaolinite). Les déficits de charges entre couches tétraédriques et octaédriques se compensent.
- 2/1 ou T/O/T. Soit la couche octaédrique entre deux couches tétraédriques, sans équilibrage par les charges interfolliaires, le minéral est de type talc ou pyrophyllite. Lorsque le déficit global du « feuillet » est équilibré par des cations (Ca^{2+}, Na^+ et K^+) en positions interfoliaires. Les phyllosilicates T/O/T sont classés en fonction de cette charge interfoliaire, soit succinctement :
  - 0.9 - 1.00 illites - muscovite

- 0.6 - 0.9 vermiculites
- 0.25 - 0.6 smectites
- 0.0 pyrophyllite.

- 2/1/1 ou T/O/T/O. Soit avec une structure cristalline équivalente à un feuillet 2/1ou T/O/T pour lequel l'équilibre des charges est assuré par une deuxième couche octaédrique qui prend la place des cations en positions interfoliaires, à l'exemple des chlorites.

Ces structures « simples » constituent les pôles purs. Toute forme de structure avec des intercalations de feuillets type "pôle pur" peut également exister. Ces empilements « mixtes » de feuillets définissent les interstratifiés. Ces derniers peuvent être de type kaolinite/smectite, illite/smectite, chlorite/smectite, etc…

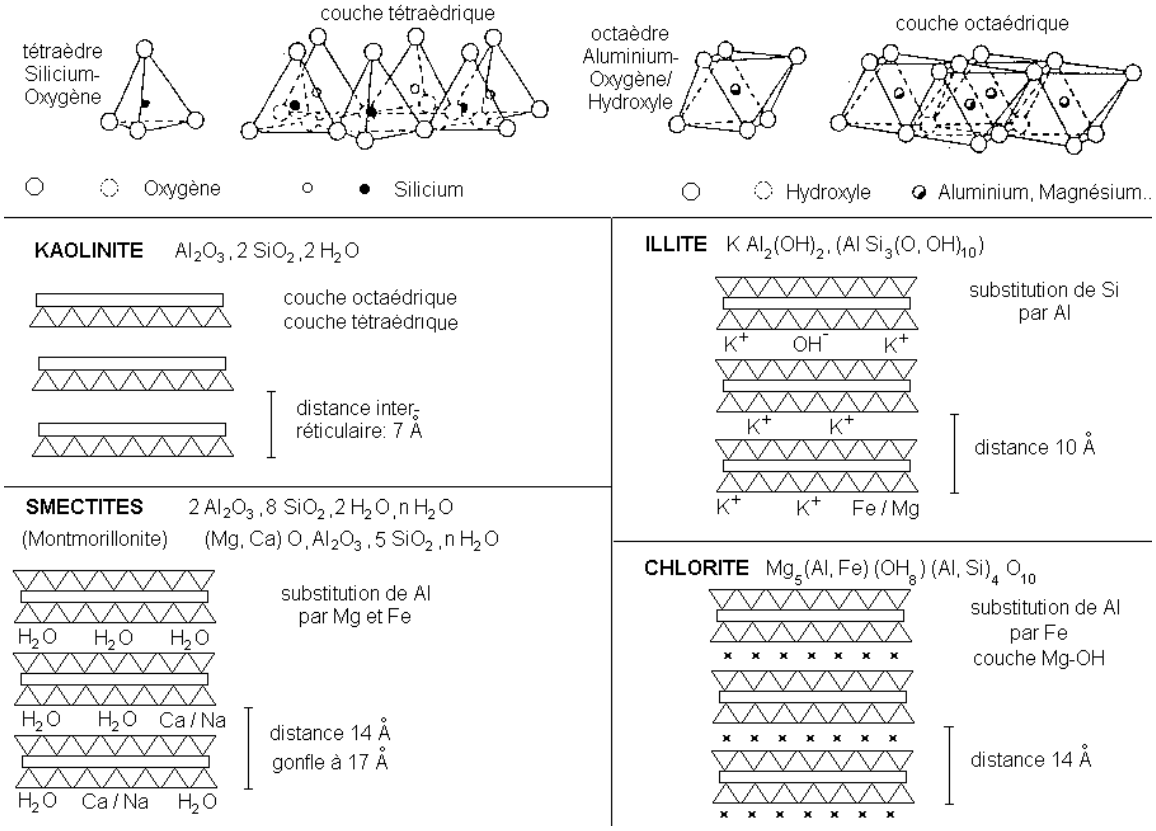


Figure I.11 : Représentation schématique des structures des phyllosilicates T/O (exemple de la kaolinite), T/O/T (exemples de l'illite et la smectite), et T/O/T/O pour le chlorite.

Chaque phyllosilicate peut être caractérisé par une Capacité d'Echange Cationique (CEC) définie comme le nombre de cations monovalents qu'il est possible de substituer aux cations compensateurs (Tableau I.1). La CEC comprend (1) les substitutions cationiques en sites tétraédriques et octaédriques (CEC interne) et (2) à l'équilibre des valences en bordure des feuillets (CEC externe). De fait elle est également liée à la surface spécifique associée aux petites tailles des cristallites et à leur surface d'échange (interne et périphérique). Du point de vue plus global la CEC du sol correspond à la quantité de cations que ce dernier peut adsorber. Elle est fonction du pH, du % de M.O., et de la quantité et de la minéralogie de la fraction argileuse.

Minéral	CEC ($cmol.kg^{-1}$)	Surface spécifique ($m^2.g^{-1}$)
Kaolinite	5-15	10-30
Illite	25-40	100-175
Vermiculite	100-150	700-800
Smectite	80-120	760
Chlorite	5-15	100-175

Tableau I.1 : Exemples de C.E.C et de surfaces spécifiques pour différents phyllosilicates (Meunier, 2003).

Par demi-maille cristalline les principaux pôles de phyllosilicates T/O/T sont les suivants:

Micas	(Muscovite - illite) :		$[Si_3\ Al]_{IV}\ [(R^{3+})_2]_{VI}\ O_{10}\ (OH)_2\ M^+_{0.9\text{-}1.0}$
	Biotite:		$[Si_3\ Al]_{IV}\ [(R^{2+})_3]_{VI}\ O_{10}\ (OH)_2\ M^+_{0.9\text{-}1.0}$
	Vermicullites	:	$[Si_{4\text{-}x}\ Al_x]_{IV}\ [(R^{2+})_3]_{VI}\ O_{10}\ (OH)_2\ M^+_{0.9\text{-}0.6}$
Smectites	beidellite	:	$[Si_{4\text{-}x}\ Al_x]_{IV}\ [(R^{2+})_3]_{VI}\ O_{10}\ (OH)_2\ M^+_{0.6\text{-}0.25}$
	(montmorillonite)		
	Pyrophilite	:	$[Si_3\ Al]_{IV}\ [(R^{2+})_3]_{VI}\ O_{10}\ (OH)_2$
	Talc	:	$[Si_3\ Al]_{IV}\ [(R^{3+})_2]_{VI}\ O_{10}\ (OH)_2$

La nature et la quantité de cations (M^+) localisés en sites interfoliaires sont associées (1) à des propriétés de rigidité ou à l'inverse de souplesse des feuillets et (2) aux propriétés de gonflement des feuillets par intégration de couches d'eau dans les sites interfoliaires. Les effets de gonflement opèrent à deux échelles:

- à l'échelle des feuillets par l'augmentation de l'épaisseur de feuillet de 10 à 12 ou 14 Å environ pour une ou deux couches d'eau,
- à l'échelle de la matrice par ouverture ou fermeture des micropores inter particules.

I.4.2. Rappels sur la microstructure des matrices argileuses

A l'échelle macroscopique, les propriétés hydromécaniques des matrices argileuses et /ou des sols sont gouvernées par l'arrangement des particules argileuses entre elles, face contre face ou bord – face ou bord – bord. A ces évolutions de microporosité s'ajoutent les propriétés hydromécaniques des cristallites (rigidité – flexibilité - gonflement). Au sein d'une matrice argileuse la géométrie plus ou moins évolutive des micropores inter particules, notamment tailles et angles dièdres entre faces de particules et la déformabilité des particules, sont intimement liées aux évolutions de pressions de succions (Tableau I.2, Tessier, 1984; Tessier et Pedro, 1984; Dudoignon et al., 2001, 2004; Gallier et al., 2012). Les capacités d'adsorption d'eau au sein de la microporosité ainsi que la flexibilité des particules vont ainsi gouverner les propriétés de retrait – gonflement de la matrice argileuse (Figure I.12).

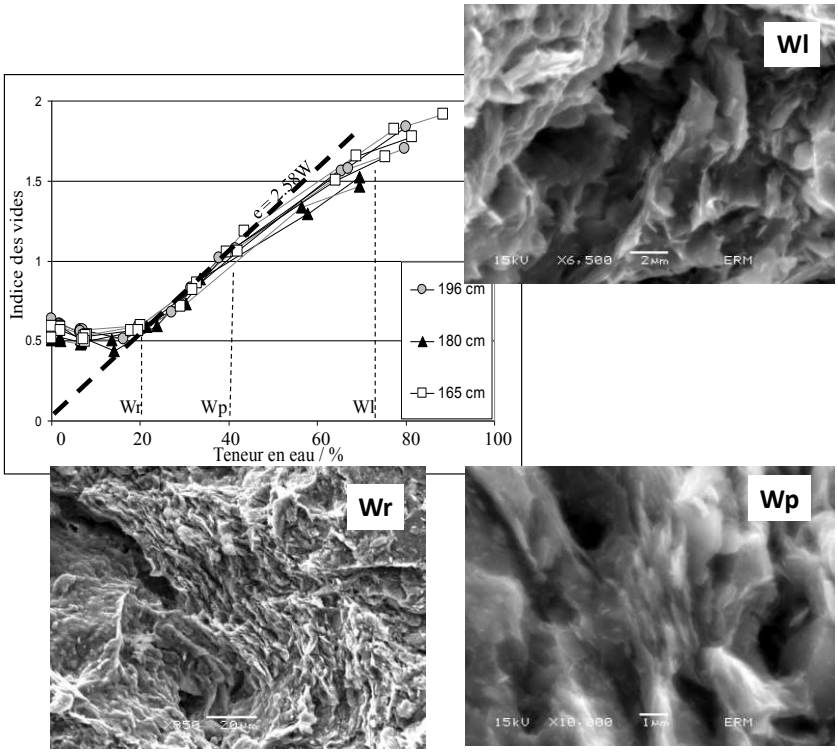


Figure I.12 : Représentation des évolutions de microstructure de matrice argileuse du Bri (St Laurent de la Prée) le long de la courbe de retrait entre les états à la limite de liquidité (Wl), limite de plasticité (Wp) et limite de retrait (Wr). Les photos en microscopie électronique à balayage ont été obtenues après lyophilisation des échantillons humides intacts (Bernard, 2006).

Les évolutions volumiques de la matrice argileuse sont généralement représentées par une courbe de retrait : soit volume en fonction de la teneur en eau. Une représentation indice des vides en fonction de la teneur en eau permet de normaliser les courbes pour des échantillons de volumes initiaux différents (Figure I.12).
Les définitions des différents paramètres sont :

- Teneur en eau W% = Poids d'eau / Poids sec
- Indice des vides e = volume des vides / volume des solides
- Porosité n = volume des vides / volume total.

La normalisation graphique indice de vide / teneur en eau permet d'obtenir une "droite de retrait" lorsqu'on suit la méthode géotechnique de détermination de la limite de retrait (Norme XP P 94-060-1 et Norme XP P 94-060-2). La droite de retrait est tracée entre deux points:

$$e = \gamma s * W$$

avec γs la densité réelle des particules solides.
Une dessiccation point par point permet d'obtenir une courbe de retrait (Bernard; 2006). Cette courbe de retrait de matrice argileuse obtenue pour le Bri montre une inflexion au-delà de la limite de plasticité (Figure I.12). Elle se superpose à la droite de retrait (géotechnique) qu'entre la limite de retrait (Wr) et la limite de plasticité (Wp), soit dans le domaine d'état solide saturé (Bernard, 2006 ; Bernard et al., 2006, 2007, 2009).

Les différences de "flexibilité" des phyllosilicates permettent des réarrangements entre particules lors de la dessiccation. La minéralogie des "argiles" agit donc sur les propriétés de

retrait-gonflement, les pressions de succion associées aux évolutions de microstructure et sur les cinétiques de retrait /gonflement (Tableau I.2; Figure I.13 ; Bruand and Tessier., 2000).

pF	Pressions (bars)	D_{max} pores (µm)
1	0.01	150
2	0.1	15
3	1	1.5
4	10	0.15
4.2	15.5	0.095
4.67	46.4	0.032
5	100	0.015
5.48	305	0.005
5.7	500	0.003
6	1000	0.0015

Tableau I.2 : Correspondance entre pression de succion appliquée et taille maximum des pores impliqués (Tessier, 1984).

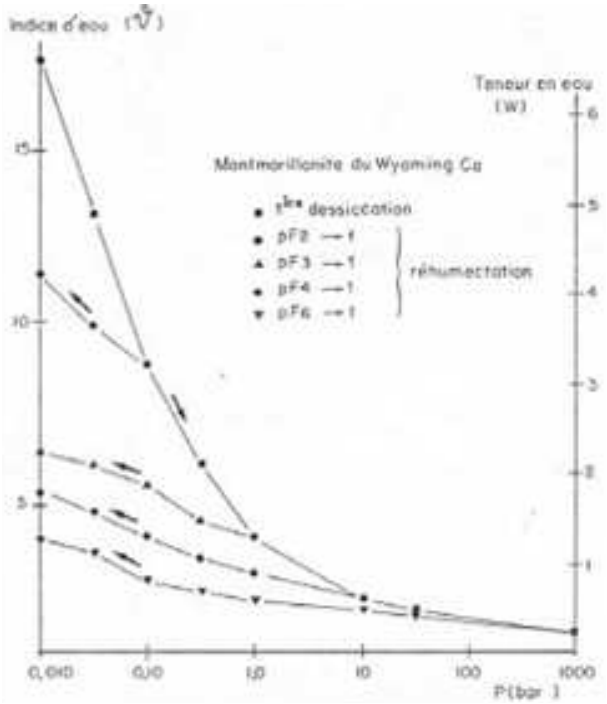


Figure I.13 : Evolution de la teneur en eau d'une montmorillonite au cours de cycle de dessiccation – réhumectation en fonction de la pression appliquée (Tessier, 1984).

Les cinétiques de réhydratation (et gonflement) dépendent donc de l'état de dessiccation atteint mais également de la nature des cations interfoliaires, de la salinité des solutions, des substances biologiques et organiques, et de la présence de carbonates (Tessier et Pédro, 1984 ; Bauer-Plaidoux et al., 1998 ; Bigorre, 2000 ; Bigorre et al., 2000 ; Velde and Barré, 2010).

I.4.3. Rappels sur les relations microstructure – propriétés hydromécaniques des sols argileux

Les évolutions des propriétés hydromécaniques des matrices argileuses sont gouvernées par la fermeture ou l'ouverture progressive des micropores inter particules. La taille de plus en plus petite des micropores implique des pressions de succions de plus en plus fortes, une

conductivité hydraulique de plus en plus faible mais également une augmentation de la cohésion entre les particules au sein du matériau (Van Genuchten, 1980 ; Richard et al., 2001 ; Gélard, 2005 ; Gallier, 2011; Gallier et al., 2012).
Biarez et al. (1987) ont montré la superposition des chemins d'états lors d'un cycle de dessiccation ou de compression à partir d'essais oedométriques sur des éprouvettes de kaolin (Figure I.14). Par la même occasion l'auteur a montré que les relations entre microstructure et propriétés hydriques pouvaient être représentées dans un diagramme croisé e (indice des vides) – W (teneur en eau) – Sr (degré de saturation) – pF (pression de succion).

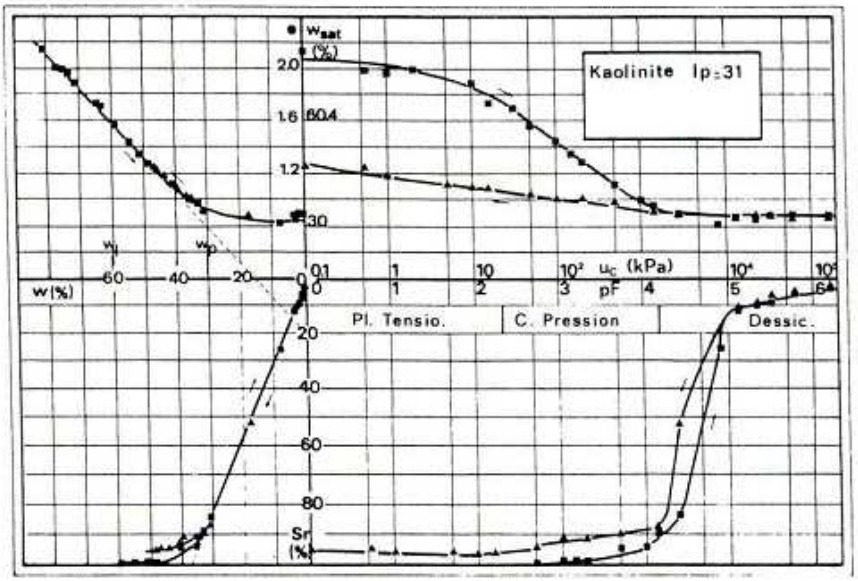


Figure I.14 : Diagramme croisé e-W-Sat-pF représentant les évolutions de microstructure d'une matrice kaolinitique lors d'un cycle de drainage-humidification et de consolidation. W = teneur en eau, Sr = indice de saturation, Wsat teneur en eau lors de l'essai oedométrique, Uc pression de consolidation oedométrique, pF = pression de succion (Biarez et al., 1987).

Finalement, dans le domaine saturé, l'effet de la dessiccation et de la consolidation et les chemins d'état associés sont similaires : réarrangement et rapprochement des particules (face contre face) sous l'effet des pressions de succion ou sous l'effet d'expulsion d'eau sous la charge mécanique, soit par diminution de volume.

A- Construction et modélisation des courbes de retrait

Les courbes de retrait traduisent les évolutions volumiques des matériaux argileux en fonction de leur état d'hydratation. Elles peuvent être appliquées aux matrices argileuses proprement dites : i.e ; elles sont alors représentatives de l'arrangement des particules au sein de la matrice. *In situ*, elles sont représentatives des variations de volume des prismes entre fractures ou agrégats de constitution des mottes du sol. La diminution de volume par retrait et réarrangement progressif des particules vers une tendance face contre face implique l'ouverture de macropores et finalement des fissures de retrait.
Les droites et courbe de retrait sont respectivement obtenues en suivant:

-(1) le mode opératoire en géotechnique (Norme XP P 94-060-1 et 2) qui permet de trouver la limite de retrait (Wr) et de tracer la "droite de retrait":

$e = \gamma s * W$ avec γs la densité réelle des particules solides

-(2) le suivi en continu du couple volume - masse d'un échantillon initialement intact (< 5 cm^3, Bernard et al., 2006) qui permet d'obtenir la courbe de retrait (en continue).
La droite et la courbe de retrait sont superposées dans le domaine solide Wr - Wp (Figure I.15a, b).

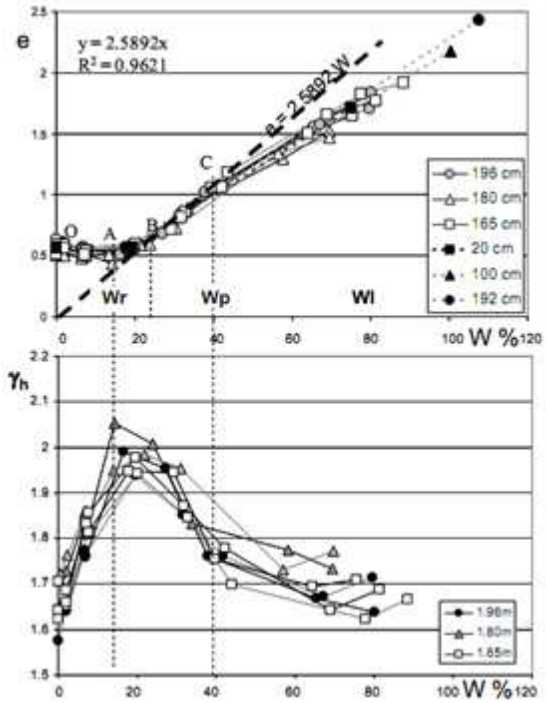


Figure I.15a : Courbe de retrait et diagramme densité humide - teneur en eau du Bri (St Laurent de la Prée). La droite en pointillés noirs représente la droite de retrait mesurée sur le passant à 400 µm (d'après Bernard, 2006).

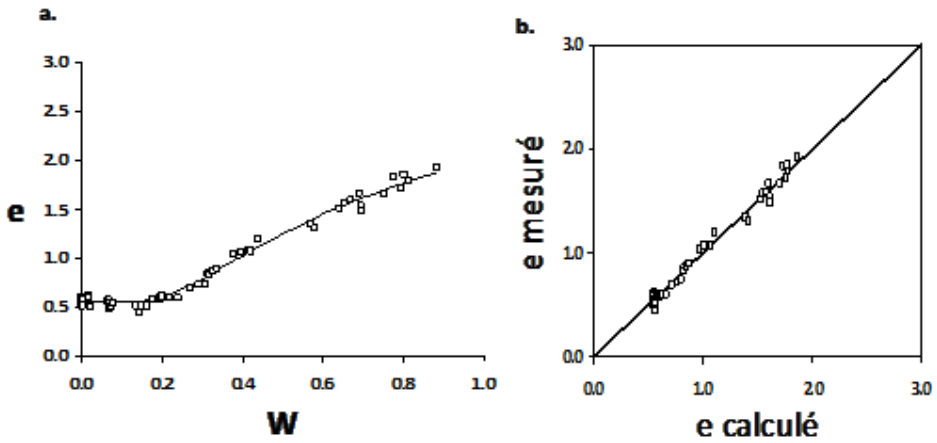


Figure I.15b : a. Courbe de retrait obtenue par Bernard (2006) en laboratoire modélisée à partir de l'équation de Cornelis et al. (2006) (d'après Gallier, 2011).
Ces courbes de retrait (non linéaires) ont été modélisées par J.Gallier (2011) en utilisant l'équation de Cornelis comme suit :

$$e = 0.55 + 2.47 \times \left(\exp\left(\frac{-0.54}{W^{1.23}} \right) \right)$$

Le changement de courbure entre W < Wp et W > Wp est parfaitement reproduit (Figure I.16).

Les courbes de retraits peuvent être obtenues également sur échantillons macroscopiques de manière à caractériser en plus les évolutions de macroporosité. Le principe consiste à saturer un échantillon intact de sol puis de mesurer sa perte de masse associée à sa perte de volume lors de la dessiccation. Ce sont les courbes de retrait du sol définies par Braudeau, (1988a, b) ; Braudeau et Bruand, (1993); Braudeau et al., (1999, 2004a, b, 2005) et modélisées par Chertkov, (2003, 2005, 2007a,b).

L'intérêt de travailler sur des profils de sol en marais côtiers est d'utiliser les évolutions de structure de matrices argileuses qui sont issus de la consolidation des sédiments initiaux qui présentent une augmentation continue des teneurs en eau de la surface vers la profondeur (4 m). Les profils structuraux des sols correspondent directement à une courbe de retrait quasi linéaire (Figure I.16).

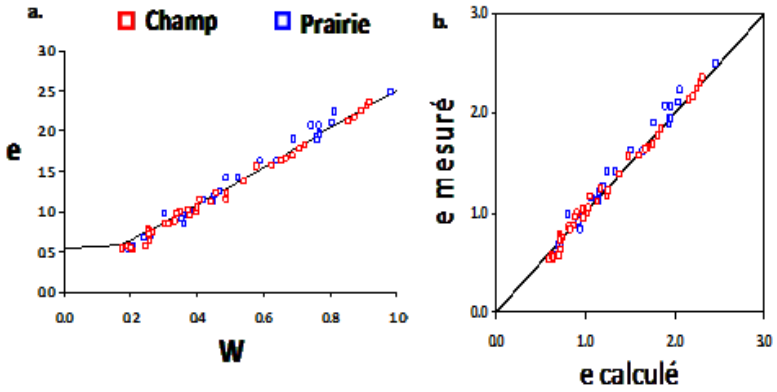


Figure I.16 : a. Superposition des courbes de retrait correspondant aux profils structuraux verticaux des sols de St Laurent de la Prée et des courbes modélisée à partir de l'équation de Cornelis et al. (2006) (d'après Gallier, 2011).

Finalement, ce sont ces courbes de retrait de matrice qui ont été utilisées pour valider les changements d'échelle micro-macro par l'équipe d'HydrASA (Bernard, 2006 ; Bernard-Ubertosi et al., 2009 ; Gallier, 2011., Gallier et al.,2012; Dudoignon et al., 2007).

B- Relation microstructure – propriétés hydromécaniques

a – Caractérisation microstructurale

Historiquement les études des réorganisations des particules argileuses dans une matrice soumise à des contraintes ont été effectuées en visant l'échelle de la particule essentiellement par observation en microscopie électronique à balayage (Arch et Maltman, 1990 ; Luo et al., 1993 ; Belanteur et al., 1997). Malgré les développements actuels des méthodes d'analyses d'images essentiellement basées sur le seuillage des particules identifiables, ces études restent semi-qualitatives (Bouziri, 2007; Hattab et Fleureau, 2010, 2011). Une approche d'analyse quantitative, basée sur les propriétés de biréfringence des cristallites, a été développé par Dudoignon (1998 ; 2001 ; 2004). Les observations de lames minces en microscopie optique

(lumière polarisée et analysée) ont été réalisées sur des éprouvettes de kaolin consolidées et cisaillées à la presse triaxiale. L'arrangement particulaire est traduit par les évolutions des diagrammes de niveaux de gris des images au cours de la rotation de la platine (Figure I.17). A partir de matrices initialement isotropes et saturées, les évolutions de réarrangement des cristallites ont été traduites en chemin d'états dans une représentation e-log p de type Cam Clay (Figure I.18).

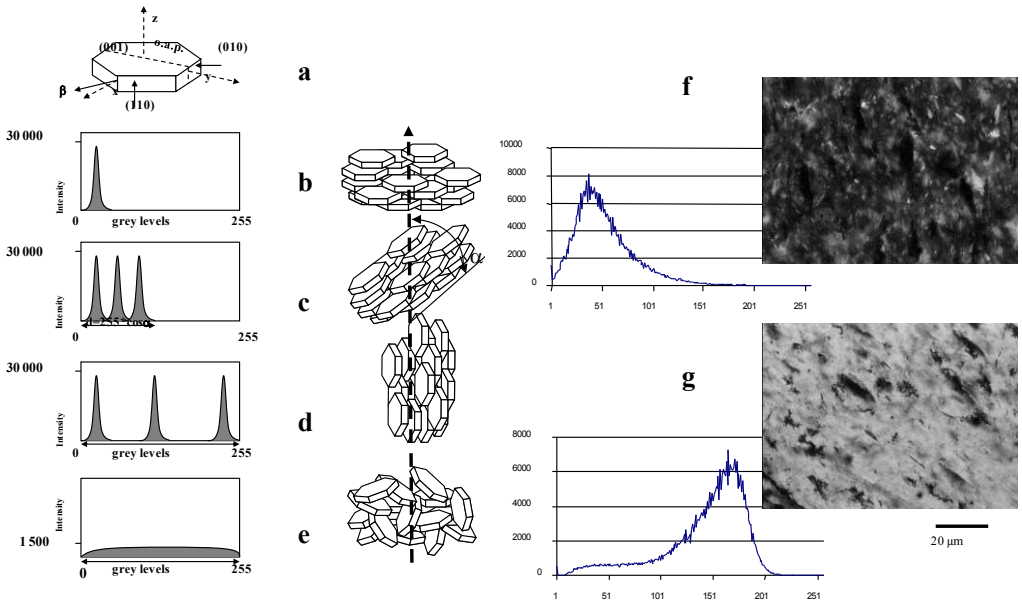


Figure I.17 : Principe d'évolution des diagrammes de niveaux de gris des images de matrices argileuses capturées sous lumière polarisée et analysée, pour différents réarrangement particulaire (Dudoignon, 1998, 2001).

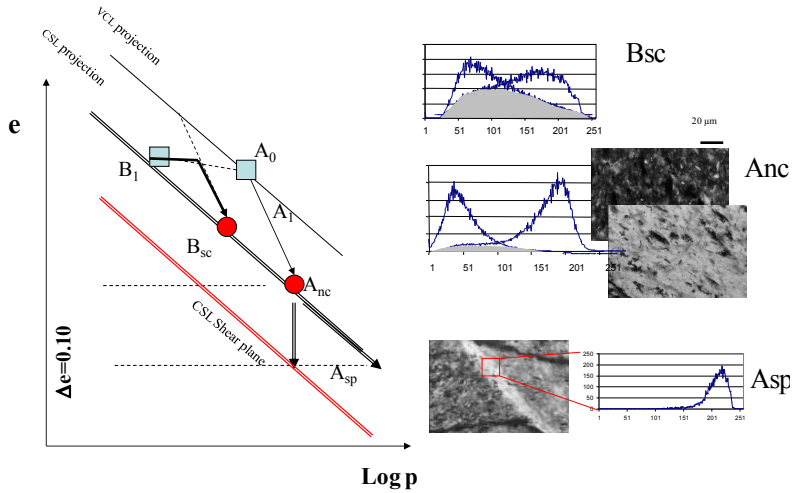


Figure I.18 : Schéma représentatif de suivi des réarrangements particulaires en fonction du chemin d'état (Dudoignon, 2001). A0 simple consolidation, B1 sur-consolidation, Anc échantillon consolidé et cisaillé, Bsc échantillon sur-consolidé et cisaillé, Asp plan de cisaillement.

Finalement, chaque microsite peut être caractérisé par un degré d'anisotropie associé aux diagrammes de niveau de gris après décompositions mathématiques et par une

microporosité mesurée à partir de cartographie d'éléments au MEB. Anisotropie et microporosité permettent de calculer une tortuosité. L'ensemble de ces paramètres est utilisé pour calculer une conductivité hydraulique caractéristique de chaque microsite. Pour cela, les auteurs ont utilisé l'équation de Kozeny-Carman qui prend en compte la porosité (ϕ), la surface spécifique (S_{sp}) et la tortuosité (T) (Kozeny, 1927 ; Carman, 1937 ; Pantaloni, 1998 ; Grolier et al., 1991, Sammartino et al., 1998 ; Sardini et al., 1999) :

$$k = \left(\frac{1}{2 \times T^2}\right) \times \left(\frac{\phi^3}{S_{sp}{}^2}\right)$$

Finalement, aux différents chemins d'états représentés dans le diagramme e-log p (Cam-Clay) sont associés des chemins de conductivité hydraulique (Figure I.19 ; Dudoignon et al., 2004).

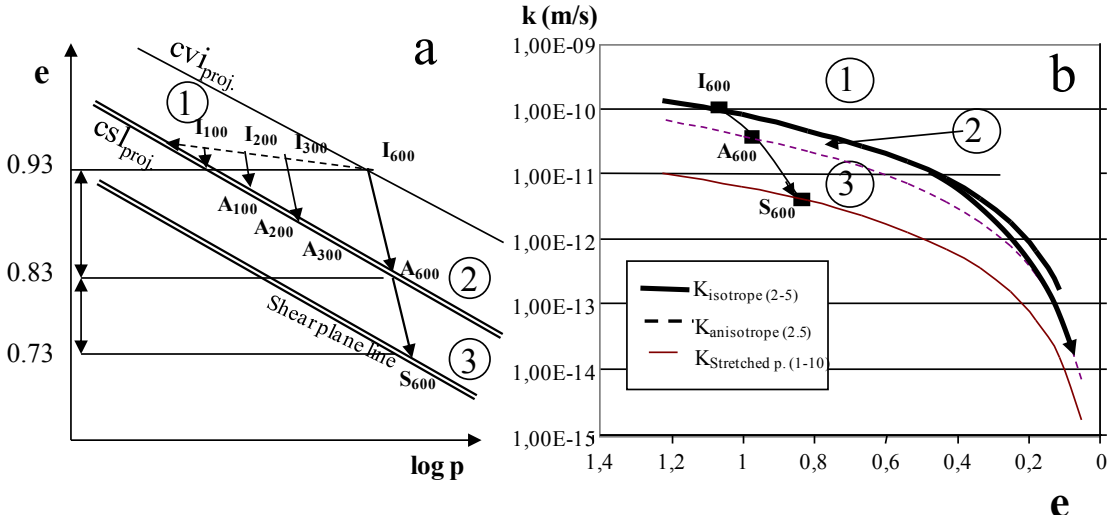


Figure I.19 : Représentation parallèle des chemins d'état (e – log p) de la matrice kaolinitique et des chemins de conductivité hydrauliques (k – e).

b – Relation microstructure / propriétés mécaniques (macroscopiques)

Les relations microstructure – propriétés hydromécaniques des matrices argileuses ont été « callées » à partir de mesures *in situ* le long de profils verticaux des sols dans les marais côtiers de St Laurent de la Prée et en utilisant la courbe de retrait comme outil de liaison avec les profils verticaux de teneur en eau.
Les travaux successifs de Bernard (2006) et Gallier (2011) ont validé successivement des relations numériques entre la courbe de retrait et :

- la résistance pénétrométrique (Qd) et la cohésion (C)
- la résistivité électrique (ρs)
- la conductivité hydraulique (k).

L'ensemble des résultats peut être représenté dans des diagrammes croisés W-e-Qd, W-e-C, W-e-ρs, W-e-k. Le diagramme W-e-C-K montre les évolutions de comportement de l'état plastique à l'état solide (Figure I.20).
Les relations courbe de retrait – Qd et C sont de type équation de Perdok modifiée (Perdok et al., 2002 ; Benard, 2006 ; Bernard et al. 2007 ; Bernard-Ubertosi et al., 2009) :

$$\log(Qd) = a_0 + a_1 \frac{e}{1+e} + W(a_2 + a_3 \frac{e}{1+e})$$

et/ou loi puissance (Gallier, 2011)

$$e = A \times Qd^b \quad \text{ou} \quad Qd = (e/A)^{1/b}$$

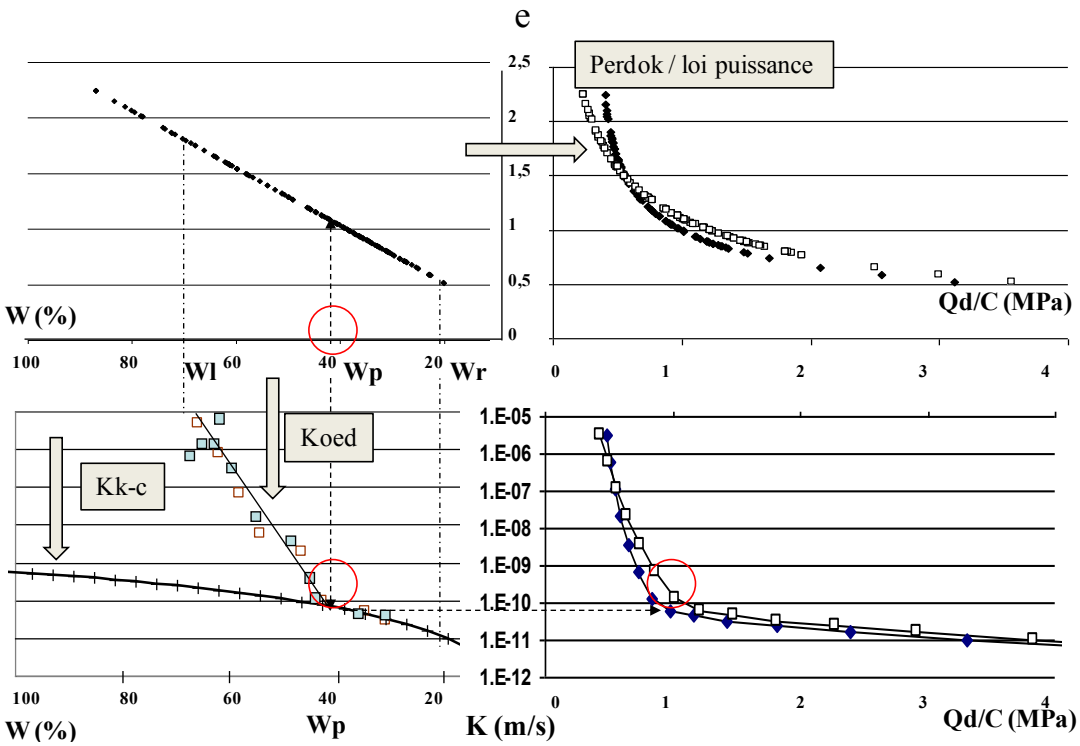


Figure I.20 : Diagramme croisé W-e-Qd et C – K représentatif du comportement hydromécanique du Bri (St Laurent de la Prée; Gallier et al., 2012). W = teneur en eau, e=indice des vides, Qc résistance au pénétromètre, C = cohésion, Kk-c= conductivité hydraulique calculée via l'équation de Kozeny-Carman, Koed = conductivité hydraulique mesurée à l'oedomètre.

I.5. Rappel sur les relations propriétés hydromécaniques des sols argileux et croissance racinaire

Les paramètres du sol généralement pris en compte pour associer état du sol et croissance végétale sont deux teneurs en eau particulières: la capacité au champ et le point de flétrissement (Mathieu et Pieltain, 1998; Baize, 2000; Rab et al., 2011). Ces deux dernières permettent de calculer la réserve utile du sol (RU). La capacité au champ et le point de flétrissement sont voisins de la limite de plasticité et de la limite de retrait respectivement (Mathieu et Pieltain, 1998; Bruand et al., 1996; Nemes et al., 2011). Les RU peuvent également être calculées en intégrant l'ETP ou l'ETM pour les cultures.

La progression des fronts de dessiccation est gouvernée par l'évaporation de surface et la consommation en eau des plantes. Elle peut être suivie par les profils verticaux de teneur en eau, et du point de vue structural, par le suivi de tensiomètres qui renseignent sur les pressions de succion (pF) et par conséquent sur l'évolution de la microstructure porale.

Dans les sols argileux la croissance racinaire est confrontée aux évolutions drastiques de structure des sols provoquées par le retrait en période sèche. Ce dernier provoque la fermeture des pores inter-particules, diminue la perméabilité du milieu en même temps qu'il augmente les pressions de succion, et la cohésion du matériau. La croissance racinaire se heurte à un stress hydrique face à l'augmentation des pressions de succion et à un stress mécanique qui est la résistance croissante du milieu environnant.

C'est l'intérêt scientifique des profils de sols développés sur Bri : ils permettent, en utilisant le parallèle entre leur courbe de retrait et les profils verticaux de teneur en eau mais également les profils verticaux de résistance mécanique, d'aborder les mécanismes hydromécaniques à l'échelle du contact matrice argileuse / racine (Figure I.21).

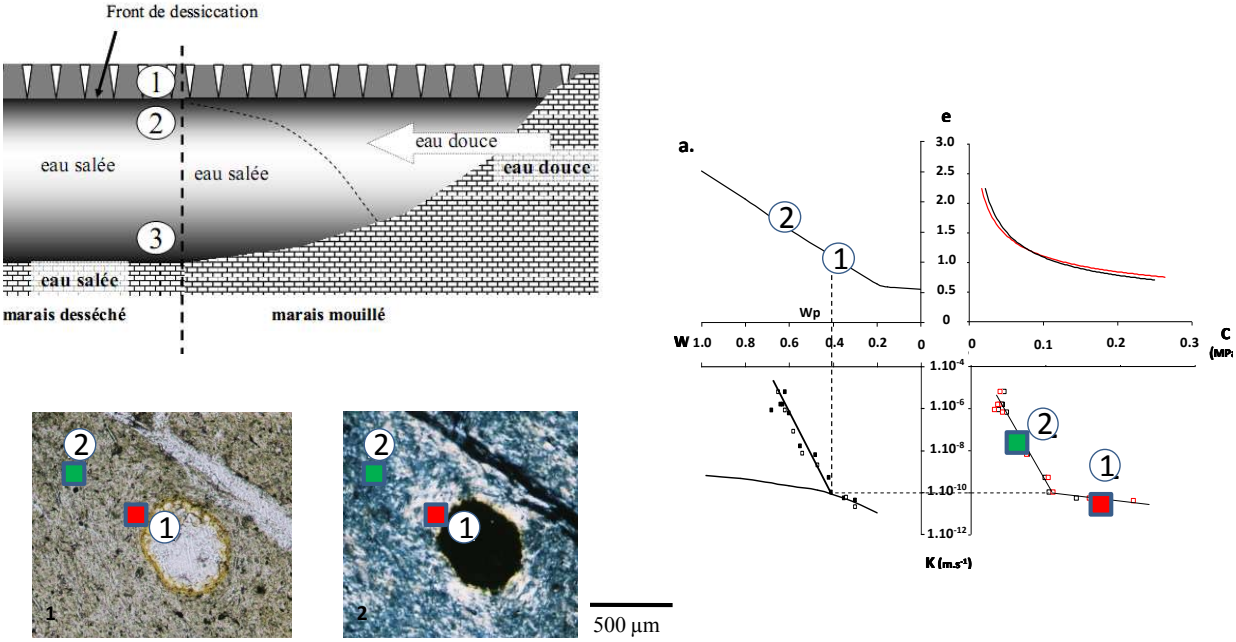


Figure I.21 : Représentation schématiques des relations microstructure – propriétés hydromécaniques sur un profil de sol et au contact de « la racine ». (2) état initial plastique du Bri à 500 µm - 1 mm de la racine, (1) état solide provoqué par la poussée et la dessiccation due à la croissance racinaire. Les chemins d'état sont les mêmes à l'échelle d'un profil *in situ* que pour les microsites dans l'environnement de la racine.

I.6. Les objectif de ce travail

Les travaux précédents se sont basés sur l'homogénéité minéralogique et texturale du Bri pour mettre en évidence des relations microstructure - propriétés hydromécanique de ce matériau argileux.

Dans un premier temps M. Bernard (2006) a su quantifier les effets du phénomène de retrait et mettre sous forme d'équation les relations microstructure de matrice argileuses - résistance pénétrométrique, résistivité et conductivité hydraulique. L'auteur a étalonné et validé cette méthodologie de caractérisation du Bri sur le site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Pré puis sur l'ensemble du Marais Poitevin.

Dans un deuxième temps, J. Gallier (2011) a travaillé sur la modélisation de la courbe de retrait du Bri et intégré aux relations microstructure - propriétés hydromécanique la cohésion du sol. Il a mis en évidence le fonctionnement hydromécanique des différentes parcelles en marais mouillé ou desséché face aux différentes gestions hydriques (drainage ou non). Il a particulièrement montré les évolutions de profils hydriques (teneur en eau) et profils de $CE_{1/5}$ en fonction des niveaux de nappes gouvernés par cette gestion. Il a également introduit des relations rendement de culture - profils de $CE_{1/5}$.

Le présent travail s'appuie sur les acquis précédents avec l'objectif majeur de suivre et de modéliser les interactions plantes - sols en termes de stress hydrique et stress salin. Le travail est essentiellement basé sur les suivis *in situ* sur le site expérimental de l'INRA de St Laurent en parcelle non drainée pour une prairie et sur plusieurs parcelles drainées pour les cultures. Les investigations y suivent les saisons 2011, 2012, 2013, 2014 et 2015. Elles comprennent les acquisitions des profils de teneurs en eau et $CE_{1/5}$, niveaux piézométriques, ETP et/ou ETM via la station météo en place. Les évolutions des RU et des profils de RU résiduelle en cours de saison sont confrontés aux évolutions des pressions de succion dans le sol. Leurs évolutions pour les différents territoires doivent être expliquées en prenant en compte croissance des végétaux, niveau de nappe et remontées capillaires. Ces dernières, issue de la nappe salée des sédiments devrait impacter les profils de $CE_{1/5}$ et de salinité. Les différents fonctionnements hydromécaniques des sols sont toujours mis en relation avec les évolutions de microstructure de la matrice argileuses. L'objectif final est d'aboutir à un outil réaliste prévisionnel tant vis à vis des rendements de culture que pédodiversité.

II - MATERIAUX ET METHODES

II.1. Localisation des sites étudiés

Les parcelles étudiées sont localisées sur le site **expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée**. Malgré la présence locale de sols humifères tourbeux en fond de vallées et de sols sableux littoraux, les parcelles qui ont servi à ce travail sont toutes localisées sur le sol argileux dit Bri. Les profils hydriques sont en général caractérisés par une augmentation des teneurs en eau de la surface vers la profondeur. Les sols se présentent sous un état solide en surface et évoluent vers un état plastique puis liquide en profondeur (2-4m) (Bernard; 2006; Gallier, 2011).

Les études précédentes ont clairement montré les distinctions de profils structuraux des sols entre marais mouillé et marais desséché, d'une part, et les conséquences du drainage, d'autre part. Les distinctions entre les territoires sont liées à leurs gestions hydrauliques et notamment aux niveaux de nappe, mais également, à la salinité des eaux qui est gouvernée par la localisation géographique des parcelles par rapport aux coteaux calcaires environnants (Cf. Figure I.8; Bernard, 2006, Gallier, 2011). Les échanges eau douce-eau salée opèrent en bordure des bassins via la partie "profonde" du Bri à l'état "liquide". Les sols sont argileux et hydromorphes, soit par continuité de l'humidité résiduelle du printemps au début de l'été dans les zones de bas-relief qui sont généralement inondées l'hiver et début de printemps, soit par alimentation continue via les fossés en marais mouillé (Kerneis et al., 2007).

Les études précédentes de Bernard (2006) et Gallier (2011) ont montré l'homogénéité texturale du Bri, limono-argileux, globalement similaire à celui du marais Poitevin. Ils ont également montré son homogénéité minéralogique cohérente avec celui du marais Poitevin: kaolinite, illite et inter stratifié désordonnés illite/smectite (I/S) dominants accompagnés de faibles teneur en smectite pure.

Trois sites ont été privilégiés pour ce travail:

- la parcelle en prairie L3 localisée juste au nord de la nationale D137 entre Rochefort et le rond-point de Fouras. C'est une parcelle non drainée, en prairie depuis au moins 1962. Elle est suffisamment éloignée du coteau calcaire pour être à 'l'abri" des infiltrations d'eau douce dans la nappe du Bri. Les profils de teneur en eau et salinité y sont influencés par la microtopographie causée par le dépôt des boues de curage le long des fossés.

- les parcelles A7 et A8 localisées juste au sud de la même nationale. Elles sont respectivement drainées soit par drains enterrés soit par "ados" tranchées de surface. Elles sont cultivées et également suffisamment éloignées des coteaux calcaires pour être exemptes d'infiltration d'eau douce continentale. Les profils de teneur en eau et salinité des sols y sont essentiellement influencés par la croissance des végétaux et le niveau de drainage.

- la parcelle Salgues (du nom de l'agriculteur propriétaire) drainée et cultivée. Cette parcelle est située au nord de la nationale Rochefort - La Rochelle. Elle présente l'avantage d'être adossée au coteau calcaire et de récupérer des infiltrations d'eau douce, en partie amont,

dans sa nappe du Bri. C'est une parcelle drainée par des drains enterrés à 1 m de profondeur, espacés tous les 10 m. Les rendements de cultures sont influencés par les battements de niveaux piézométriques et par des profils de salinité dépendant des entrées d'eau continentales dans la nappe du Bri (Gallier, 2011). Trois placettes ont particulièrement été suivies pour ce travail. Les placettes S2, S3 et S4 qui sont localisées sur un axe Nord -Sud perpendiculaire au coteau calcaire adjacent (côté nord; Figure II.1 a, b, c).

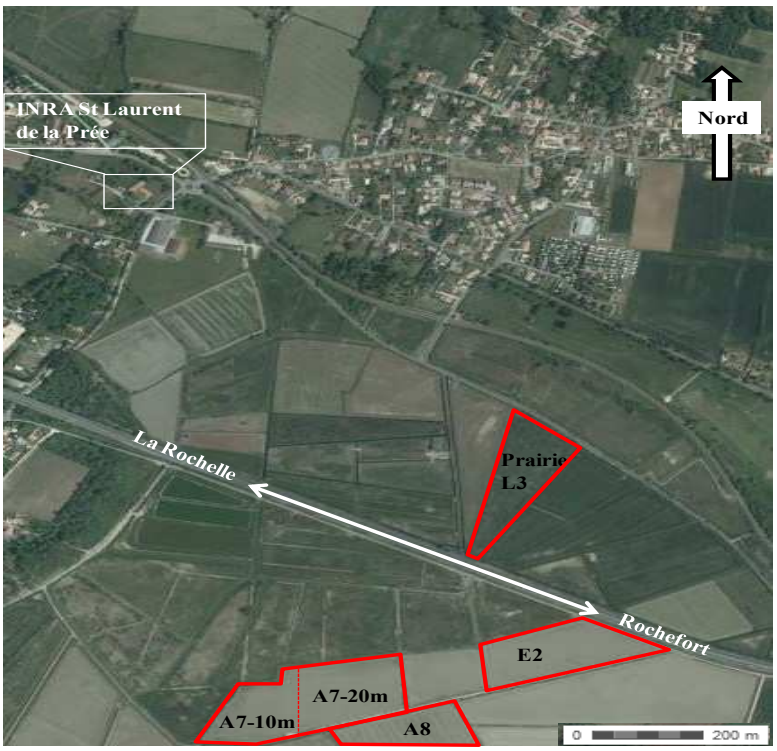


Figure II.1.a : Localisation des parcelles A7-10m, A7-20m, E2, A8 et L3 étudiées, sur les territoires du site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée (Charente Maritime).

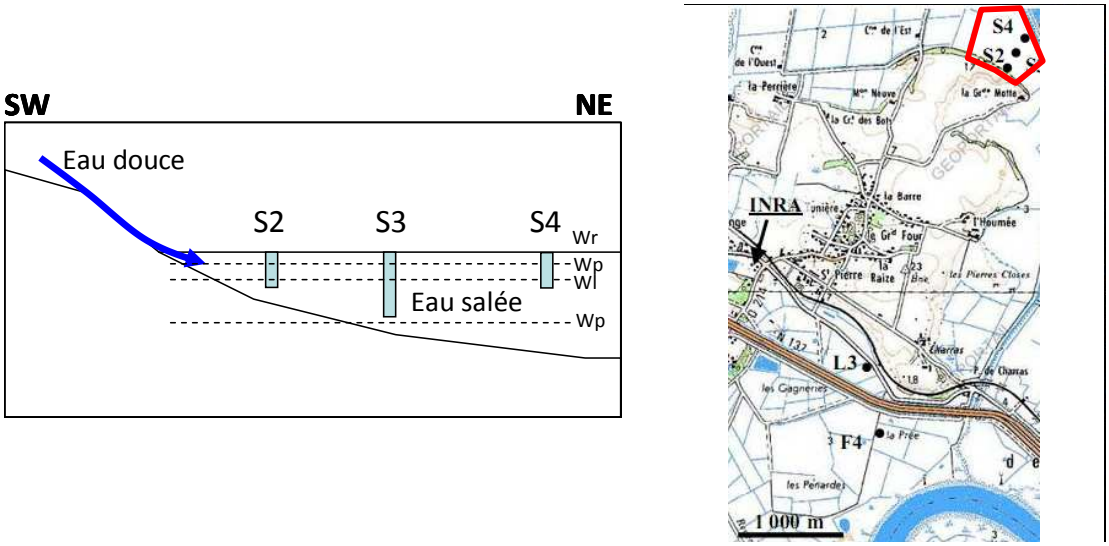


Figure II.1.b : Localisation de la parcelle Salgues, coupe schématique et implantation des placettes S2, S3 et S4 par rapport au coteau calcaire (d'après Gallier, 2011).

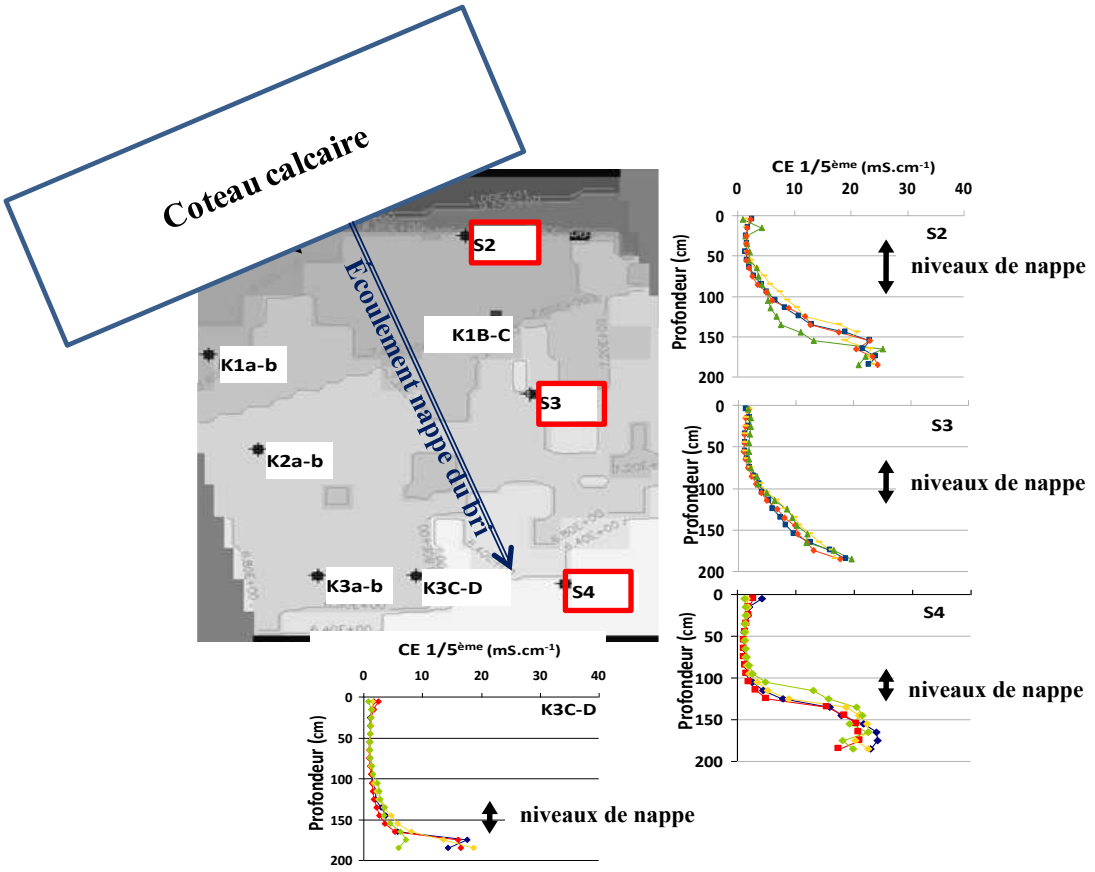


Figure II.1.c : Localisation des placettes S2, S3 et S4 sur la parcelle Salgues. Evolution des profils de $CE_{1/5}$ du bord du coteau (S2) à l'extrémité opposée (S4 et K3C-D) de la parcelle cultivée (Debouté, 2011; Gallier, 2011).

II.2. Démarche générale

L'étude a été effectuée en deux temps :

- les investigations restreintes au site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée, y compris la parcelle Salgues, avec un objectif d'étude des relations profil de structure du sol - croissance des végétaux (Figure II.1a, b, c).

- les investigations ponctuelles réparties sur le marais Poitevin et sur le marais de la Seudre en Charente Maritime, avec pour objectif l'inventaire des territoires face aux relations structure sol - pédodiversité (Figure I.5).

Pour l'ensemble des investigations, les échantillons de sol ont été carottés jusqu'à 1,20 m de profondeur à la tarière à main avec prise d'échantillons tous les 10 cm. Trois types de tarière à main ont été utilisés :

- une tarière carottier racinaire pour récupérer des échantillons intacts. Les échantillons prélevés ont un diamètre de 7 cm et une longueur de 20 cm maximum,

- une tarière de type EDELMAN de 5 cm de diamètre et 15 cm de longueur d'échantillonnage, servant à récupérer l'échantillon remanié pour les différentes mesures et calculs des profils de teneur en eau et conductivité électrique au $1/5^{ème}$,

- une petite tarière de type spirale de 2 cm de diamètre et 10 cm de longueur d'échantillonnage, servant à récupérer des échantillons remaniés, mais surtout pour faire l'avant trou pour l'implantation des bougies poreuses.

Les échantillons de sol prélevés sont mis dans des sacs plastiques fermés hermétiquement afin de conserver leur humidité sur lesquels sont inscrits la profondeur et le nom du site du prélèvement. Ces prises d'échantillons ont été utilisées pour les mesures de teneurs en eau (W) et de conductivité électrique au 1/5 ($CE_{1/5}$). Tout au long du document, les relations teneur en eau - microstructure des matrices argileuses seront basées sur la courbe de retrait du Bri établie par Bernard (2006) et Gallier (2011). Ces couples de profils W- $CE_{1/5}$ ont permis de calculer les profils équivalents de conductivité (CEf) et de salinité de l'eau interstitielle. Ces profils ont été confrontés aux mécanismes de lixiviation de surface associée à la baisse de niveau de nappe et/ou à l'entrée d'eau douce continentale au contact des coteaux.

La minéralogie de certains échantillons a également été caractérisée par diffraction de rayons X. L'objectif est alors de vérifier l'homogénéité minéralogique du Bri sur ces territoires et le phénomène d'illitisation de surface qui a déjà été décrit par Righi et al. (1995) et Bernard (2006).

Des échantillonnages d'eau ont été réalisés localement par récupération de l'eau dans les fossés ou au fond du trou de sondage par tarière à main de type ELDEMAN si la nappe est atteinte (cas rencontré dans l'ensemble du marais Poitevin en cas d'absence des drains). Ils ont servi aux mesures de pH et de conductivité éléctrique 1/5è ($CE_{1/5}$).

Certains profils de W et $CE_{1/5}$ ont été accompagnés de profils de résistance (Qd) mesurée au pénétromètre dynamique PANDA. L'objectif est, en se référant aux relations W-e-Qd déjà établies sur le site INRA, d'en vérifier le réalisme sur les autres sites par rapport aux actions anthropiques.

Ces investigations ont été localement accompagnées de prospection géophysique par tomographie électrique. Utilisées à partir de dispositifs longs (> 50m), ces dernières permettent de "visualiser" la structure du sous-sol; les changements d'état, solide, plastique à liquide, du Bri, sa consolidation en profondeur et l'interface avec le substratum. Elles permettent également de visualiser les gradients eau douce - eau salée en bordure de marais. Utilisées à partir de dispositifs courts (2,5 m), elles permettent de caractériser la couche de Bri proche de la surface en période sèche qui est rapidement à l'état non saturé.

Sur les parcelles de l'INRA, à ces investigations sont associées le suivi de profils tensiométriques et niveau de nappe (piézomètres) au cours des saisons en parallèle à la croissance de prairie et de cultures. Les pressions tensiométriques mesurées sont discutées par rapport aux évolutions de microstructure de la matrice argileuse lors des cycles de dessiccation.

Températures et pluviométrie sont suivies sur le site par une station météo. Le suivi de croissance végétale est basé sur les caractéristiques demandées par les différentes cultures (nombre de plants/m^2, biomasse). Suivant les parcelles et les saisons, les cultures suivies ont été blé, maïs, tournesol et blé + féverole. Chronologiquement les résultats acquis pour ce travail l'ont été effectué pendant les années 2011 (Stage de M1), 2012 (Stage de M2), 2013, 2014 et 2015 (Thèse) (Tableau II.1):

Années	Parcelles / cultures					
2011	L3	Prairie	E2	tournesol	Salgues	Blé
2012	L3	Prairie			Salgues	Maïs
2013	L3	Prairie	A7	Maïs		
2014	inondation		inondation			
2015			A7	Blé+féverole	A8	Tournesol

Tableau II.1 : Récapitulatif des cultures suivies sur le site INRA et sur la parcelle Salgues.

II.3. Caractérisation structurale du Bri : *Profils de teneur en eau (W), indice de vide (e), porosité (n), densité humide (ɣh), densité sèche (ɣd), indice de saturation (Sat)*

Comme tous les sols, le Bri est un assemblage de trois phases : une phase solide constituée par les éléments solides (squelette), une phase liquide constituée par l'eau et la phase gazeuse constituée par l'air. Le ratio volume d'eau sur volume des vides détermine l'indice de saturation du sol. Pour un indice de saturation nul, on dit que le sol est sec. Pour un indice de saturation égal à un, le sol est dit saturé. La répartition des trois phases dans le sol est habituellement représentée de manière schématique (Figure II.2) :

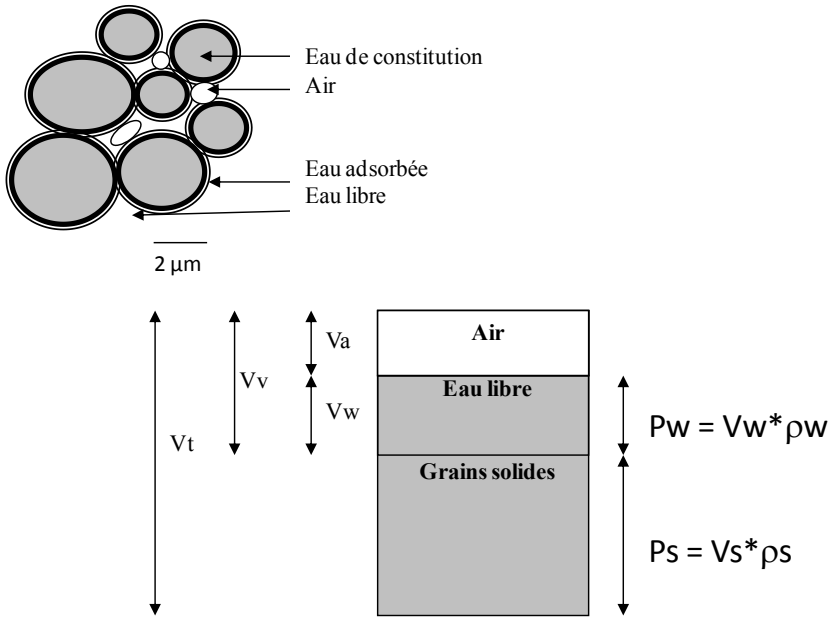


Figure II.2 : Représentation volumique schématique des trois phases solide, eau et air constitutives du sol avec Vt volume total, Vw volume d'eau libre déterminée par dessiccation à 105°C, Va volume d'air, Vs volume des grains solides. γs et γw les densité réelles des grains solides et de l'eau.

La particularité du Bri est sa forte susceptibilité au retrait. Par rapport à cette représentation schématique classique il faut toujours considérer la matrice argileuse comme un matériau à volume variable. Ce dernier est gouverné par le degré de dessiccation : i.e. le volume d'eau inter-grains qui correspond en majeure partie à l'eau libre mesurée par dessiccation et les pressions de succion associées au phénomène qui agissent sur l'arrangement des particules argileuses.

a- Teneurs en eau « W »

La teneur en eau est classiquement calculée par la différence entre le poids humide et le poids sec de l'échantillon (Norme NF P 94-050). Elle peut être calculée en pourcentage pondéral ou volumique. La teneur en eau pondérale correspond à la masse d'eau (Mw) divisée par la masse sèche (Md) de l'échantillon:

$$W\ \% = Mw / Md * 100 \qquad \text{Eq.II.1}$$

La teneur en eau volumique (Θ) correspond au volume d'eau (Vw) divisé par le volume total du sol (Vt):

$$\Theta\ \% = Vw / Wt * 100 \qquad \text{Eq.II.2}$$

La relation entre W et Θ est la suivante :

$$\Theta = (\rho d / \rho w) * W \qquad \text{Eq.II.3}$$

avec ρd la densité sèche du sol, ρw = la densité de l'eau et W la teneur en eau pondérale.

Les échantillons de sols sont souvent séchés à 60°C (pour les préparations) et / ou 105°C. Il est évident que des teneurs en eau calculées pour ces deux températures de dessiccation sont différentes. Pour ce travail la teneur en eau est mesurée suivant la norme NF P94-0.50. C'est une teneur en eau pondérale, soit le rapport entre la masse de l'échantillon humide soustrait de la masse de l'échantillon séché à l'étuve à 105°C pendant 24h, divisé par cette même masse sec. C'est la variable d'état qui influe directement sur la consistance et les caractéristiques mécaniques d'un sol.

b- Indice de vide « e »

L'indice de vide est un paramètre en géotechnique qui se défini comme le rapport entre le volume de vide de l'échantillon sur le volume des solides de l'échantillon. Il peut être écrit sous forme d'équation :

$$e = \frac{Vv}{Vs} \qquad \text{Eq.II.4}$$

avec, *e* l'indice de vide, *Vv* le volume du vide de l'échantillon, *Vs* le volume de solide de l'échantillon. L'intérêt d'utiliser l'indice des vides à la place du volume dans les courbes de retrait est de normaliser les différentes courbes obtenues (Bernard, 2006).

c- Porosité « n »

La porosité est un paramètre largement utilisé en hydrogéologie et en mécanique des sols, et de manière générale par rapport aux mécanismes de transferts. Elle est toujours inférieure à 1. Elle est définie comme le rapport du volume des vides sur le volume total de l'échantillon. Elle peut être écrite sous la forme :

$$n = \frac{Vv}{Vt} \qquad \text{Eq.II.5}$$

avec, *n* la porosité, *Vv* le volume des vides, *Vt* le volume total.

Il existe une relation réciproque entre indice de vide « e » et la porosité « n »:

$$n = \frac{e}{1+e} \quad \text{Eq.II.6}$$

$$e = \frac{n}{1-n} \quad \text{Eq.II.7}$$

d- Densité humide « ɣh »

La densité humide est mesurée sur des échantillons intacts de sols, soit à partir de prélèvement par tarière en cloche, soit par prélèvement de mottes sur des fosses creusées. Sa mesure se fait par la méthode de double pesée hydrostatique en utilisant de la paraffine. L'équation s'écrit :

$$\rho h = \frac{Mh}{((Mh+Mp)-PA)-(Mp-Mh)} * \frac{1}{0.88} \quad \text{Eq.II.8}$$

avec, *ɣh* la densité humide de l'échantillon, M_h la masse humide de l'échantillon intact, M_p la masse de l'échantillon paraffiné, P_A la poussée d'Archimède, 0.88 la densité de la paraffine.

e- Densité sèche « ɣd »

La densité sèche est déterminée en fonction de la densité humide et de la teneur en eau. Elle s'écrit :

$$\rho d = \frac{\gamma h}{1+W} \quad \text{Eq.II.9}$$

avec, *ɣd* la densité sèche de l'échantillon, *ɣh* la densité humide de l'échantillon, *W* la teneur en eau gravitaire.

Notons, que l'indice de vide et la porosité peuvent être déterminés à partir de la densité sèche et de la densité réelle des particules suivant respectivement :

$$e = \frac{\gamma s-\gamma d}{\gamma d} \quad \text{Eq.II.10}$$

$$n = 1- \frac{\gamma s}{\gamma d} \quad \text{Eq.II.11}$$

avec, *e* l'indice de vide de l'échantillon, *ɣs* la densité moyenne des grains solides qui est de 2.58 pour les Bri obtenue par mesure au pycnomètre (Bernard, 2006), *ɣd* la densité humide.

f- Densité réelle des particules solides « ρs »

Elles ont été obtenues par pycnomètrie (norme NF P 94-054) sur échantillons secs avec une étape intermédiaire de mise sous cloche à vide pour permettre le dégazage de la suspension particule - eau avant remplissage complet du pycnomètre. La densité réelle moyenne des particules solides constituant le Bri est : ρs = 2,58.

g- Indice de saturation « Sat »

L'indice de saturation concerne la proportion des vides remplis par l'eau pour un échantillon donné. Il est défini comme le rapport du volume de l'eau sur le volume des vides. L'équation s'écrit :

$$\text{Sat } \% = \frac{\text{Vw}}{\text{Vv}} * 100 \qquad \text{Eq.II.12}$$

avec, *Sat* l'indice de saturation, *Vw* le volume de l'eau dans l'échantillon, *Vv* le volume des vides de l'échantillon.

h- Les limites d'Atterberg.

Elles comprennent les limites de plasticité (Wp) et liquidité (Wl) auxquelles peut s'ajouter la limite de retrait (Wr). Ces limites de retrait sont les teneurs en eau qui séparent respectivement l'état solide de l'état plastique pour Wp et l'état plastique de l'état liquide pour Wl. Ce sont des teneurs en eau déterminées suivant les normes géotechniques d'essais en laboratoire NF P 94-051 et NF P 94-052-1. La limite de liquidité a été donc été obtenue à la coupelle de Casagrande sur mortier infra 400µm qui constitue en fait l'ensemble du matériau. La limite de plasticité a été obtenue par la méthode du boudin et la limite de retrait a été extrapolée par traçage de la courbe de retrait.
Les limites de retrait (Wr), de plasticité (Wp) et de liquidité (Wl) sont respectivement:

$$Wr = 20\%, \ Wp = 40\%, Wl = 70\ \%.$$

L'indice de plasticité Ip = Wl-Wp est de 30%.

Finalement pour des pourcentages de fraction infra 80µm largement supérieures à 35%, cette valeur d'indice de plasticité classe ces sols en A2 en GTR (Guide pour les Terrassements Routiers).

i- Droite de retrait et compaction : Essai Proctor Normal

Les droites de retrait ont été obtenues de deux manières :
- par dessiccation successives d'échantillons carottés cylindriques (Ø=2cm, H=2cm) et mesure " en continu" des volumes et teneurs en eau,
- et par la méthode géotechnique graphique de mesure de Wr.

Les limites de Wr obtenues sont les mêmes pour les deux méthodes. La droite de retrait obtenue pour la détermination de Wr se superpose à la courbe de retrait obtenue point par point pour le segment Wr-Wp (Bernard, 2006). La courbe obtenue point par point présente une légère convexité pour les fortes teneurs en eau (Figures I.14 et I.15). Ces courbes de retrait ont été modélisées par Gallier (2011).

Les compactions d'échantillons par essai Proctor ont été effectuées suivant la norme de l'essai Proctor NF P 94-093 (AFNOR).

II.4. Caractérisation minéralogique et pétrographique

a- Diffraction des Rayons X

L'identification minéralogique des constituants du Bri a été faite par diffraction de Rayons X. Les acquisitions ont été réalisées à partir de deux types de diffractomètres BRUCKER D8 Advance et PANalytical X'Pert Pro. L'ensemble des minéraux présents dans les échantillons sont identifiés par diffraction RX sur poudres désorientés (PANalytical X'Pert Pro). L'identification des minéraux argileux est optimisée par diffraction RX sur préparations orientées sur la fraction infra 2 µm (BRUCKER D8 Advance). Cette dernière est récupérée après ultrasonnification de la fraction fine du sol (< 50µm). La fraction surnageant (<2 µm) est extraite après sédimentation en appliquant la loi de Stokes. Cette fraction est floculée et saturée avec du chlorure de calcium (0.5 mol L^{-1}) et ensuite lavée avec de l'eau osmosée jusqu'à élimination de l'excès de $CaCl_2$. Un aliquote est pipetée, puis déposée sur une lame de verre. Lors du séchage l'orientation s'effectue préférentiellement sur le plan (001) pour les minéraux argileux. La caractérisation des familles des minéraux argileux via les lames orientés s'est effectuée à partir de 4 traitements :

- séché à l'air sec (AD) à l'état naturel,
- saturées à l'éthylène glycol (EG) une nuit dans un dessiccateur,
- chauffé au four à 350°C,
- chauffée au four à 550°C

Le traitement et l'enregistrement des acquisitions (poudre ou lame orientée) sont effectués via le logiciel X'Pert Data Collector – X'Pert data HighScore pour le PANalytical X'Pert Pro, et par le logiciel EVA – DIFFRACT-AT pour le BRUCKER D8 Advance.

Le BRUCKER D8 Advance est équipé d'une anticathode en cuivre (radiation λCuKα = 1.541838 Å après filtrage à travers une lame de nickel). L'anticathode est montée en configuration Θ/Θ Bragg-Brentano. Le système optique éliminant les composantes divergents des faisceaux incident et diffracté est constitué de fente antidivergence de 1/4° 2Θ et d'un système de fente de Soller de 0.04 radian. Le porte échantillon est de type spinner ayant comme vitesse de rotation de 4-15 tours/mn. Le détecteur est semi-conducteur solide, permettant un comptage simultané sur un secteur angulaire de 3° 2Θ. Les conditions analytiques sont une tension de 40KV et une intensité du courant de 40mA. Les diffractogrammes ont été obtenus sur:

- poudres désorientées, le domaine angulaire couvert par le goniomètre est de 2,5 à 65 degrés 2 Θ, avec un temps de comptage de 45s/2°2 Θ.

- préparations orientées, le domaine angulaire couvert par le goniomètre est de 2,5 degrés à 35 degrés 2 Θ, avec un temps de comptage de 45s/2°2 Θ.

Le PANalytical X'Pert Pro est équipé d'une source en Cuivre et d'une radiation Kα. Son système optique est comme suit : une fente Soller de 0,04 radian, une masque de 10 mm, une fente de divergence de 1/8 de degré, une fente anti-diffusion de 1/4 de degré ; le porte échantillon est de flat stage i.e. fixe pour les lames orientées, et spinner rotatif pour les échantillons en poudre. Le faisceau diffracté est composé d'une fente à anti diffusion 1/4

degré, une fente à Soller et un filtre en Nickel pour n'avoir que de la radiation Kα. L'appareil est couplé à un détecteur X'Celerator (compteur solide qui compte simultanément 2 degrés thêta). La configuration est de Θ – 2 Θ, 40 kV et 40mA. Les conditions analytiques sont les suivantes :

- poudres désorientées, domaine angulaire couvert par le goniomètre de 2 à 65 degrés 2 Θ, incrément de pas de 0,017 degrés 2 Θ et un temps de comptage de 180 secondes par pas.

- préparations orientées, domaine angulaire couvert par le goniomètre est de 2 à 35 degrés 2 Θ, incrément de pas de 0,033 degrés 2 Θ et temps de comptage de 180 secondes par pas.

b- Spectroscopie Infra Rouge (IR)

La spectroscopie est une méthode qui permet de déterminer la réponse spectrale (forme des bandes d'absorption et position) de chaque type de minéral.

Son principe consiste à analyser les interactions entre le rayonnement Infra Rouge (IR) et les vibrations des liaisons entre les atomes. La technique est complémentaire à la diffraction de RX, elle permet de caractériser des liaisons entre atomes au sein de la structure cristalline des phases minérales.

Deux types d'acquisition ont été réalisés :

- Le Proche IR (NIR : Near Infra Red) est caractérisé par des ondes de 10000 à 4000 cm^{-1}. L'acquisition est réalisée par un spectromètre du type Thermo Scientific NICOLET 6700 avec une sphère d'intégration Thermo Scientific Integrating Sphere Near-IR. Le mode d'acquisition est par réflectance diffuse (le faisceau IR est émis par la source et est réfléchi par l'échantillon puis collecté par le détecteur). Les échantillons analysés sont des poudres séchées à l'étuve pendant 24 heures à 105°C, puis broyées. L'appareil possède les caractéristiques suivantes : une source en lumière blanche, une séparatrice en CaF2, le détecteur est INGaAs, gamme spectrale de 10000 à 4000 cm^{-1} (nombre d'ondes), nombre de balayage 100 avec une résolution de 4 cm^{-1}.

- Le Moyen IR (MIR : Middle IR) est caractérisé par des ondes de 4000 à 400 cm^{-1}. L'acquisition est réalisée par un spectromètre du type MAGNA-IR 760 NICOLET ESR. Les échantillons analysés sont des pastilles obtenues compression d'un mélange poudre d'échantillon (1 g) et KBr (150 mg). Après compression, l'échantillon est séché à l'étuve pendant 24 heures à 60°C. L'appareil possède les caractéristiques suivantes: une source IR, une séparatrice XT- KBr, le détecteur est DTGS KBr, gamme spectrale de 4000 à 400 cm^{-1}, un compartiment à échantillon principal, nombre de balayage 100 avec une résolution de 4 cm^{-1}. Les spectres sont ensuite traités via le logiciel OMNIC.

c- Observation microscopique (microscopie optique et MEB)

Microscopie optique

Les lames minces ont été confectionnées à partir d'échantillons indurés par les résines. L'observation s'est effectué par le microscope de type Nikon 104 SMZ 800 TV Lens 0.55*DS

avec un Camera Nikon Digital Sigh –U1. Le logiciel de traitement d'image est le NIS-Eléments D 3.0. Selon le type d'induration avec ou sans coloration « EPODYE », l'observation se fait sous ultraviolet ou pas.

Microscope Electronique à Balayage (MEB)

Le MEB utilisé est un JEOL 6400 équipé d'un système d'analyse. La gamme de grossissement s'étend de x 1600 à x 14000. Les observations ont été effectuées sur les lames minces et sur des blocs millimétriques après métallisation au carbone, en mode électrons rétrodiffusés et électrons secondaires. Les blocs de sol ont été préalablement séchés à l'air libre pour éviter leurs déformations par retrait Figure II.3).

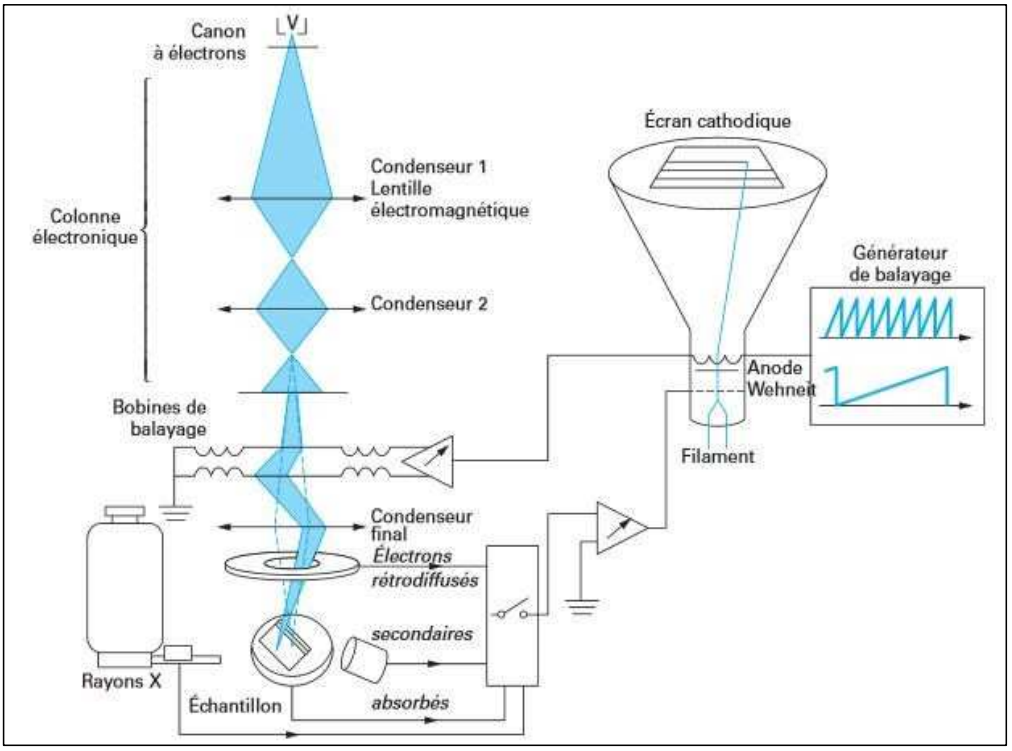


Figure II.3 : Principe d'un Microscope Electronique à Balayage (Source : Ruste, 2013).

Les observations ont été focalisées sur des échantillons de sol contenant des racines. Le but étant d'observer le contact sol-racine.

Minéralogie du Bri.

Les diffractogrammes ont été obtenus sur préparations de poudres désorientées et sur préparations orientées (fraction infra 2µm), séchées à l'air libre (AD), saturées à l'éthylène glycol (EG), chauffées à 350°C et chauffées à 550°C. Pour les différentes parcelles les diffractogrammes effectués sur les échantillons prélevés tous les dix centimètres pour les profils de teneur en eau, permettent d'identifier les évolutions verticales éventuelles des assemblages minéralogiques.

Dans la parcelle en prairie L3

Les minéraux identifiés sur les 9 échantillons prélevées à 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 et 90 cm de profondeur sont le chlorite, l'illite, la kaolinite auxquels s'ajoutent le quartz (Qz), les plagioclases et les feldspaths potassiques. Les diffractogrammes de poudre des 9 échantillons sont parfaitement superposables montrant l'homogénéité du matériau (Figure II.4).

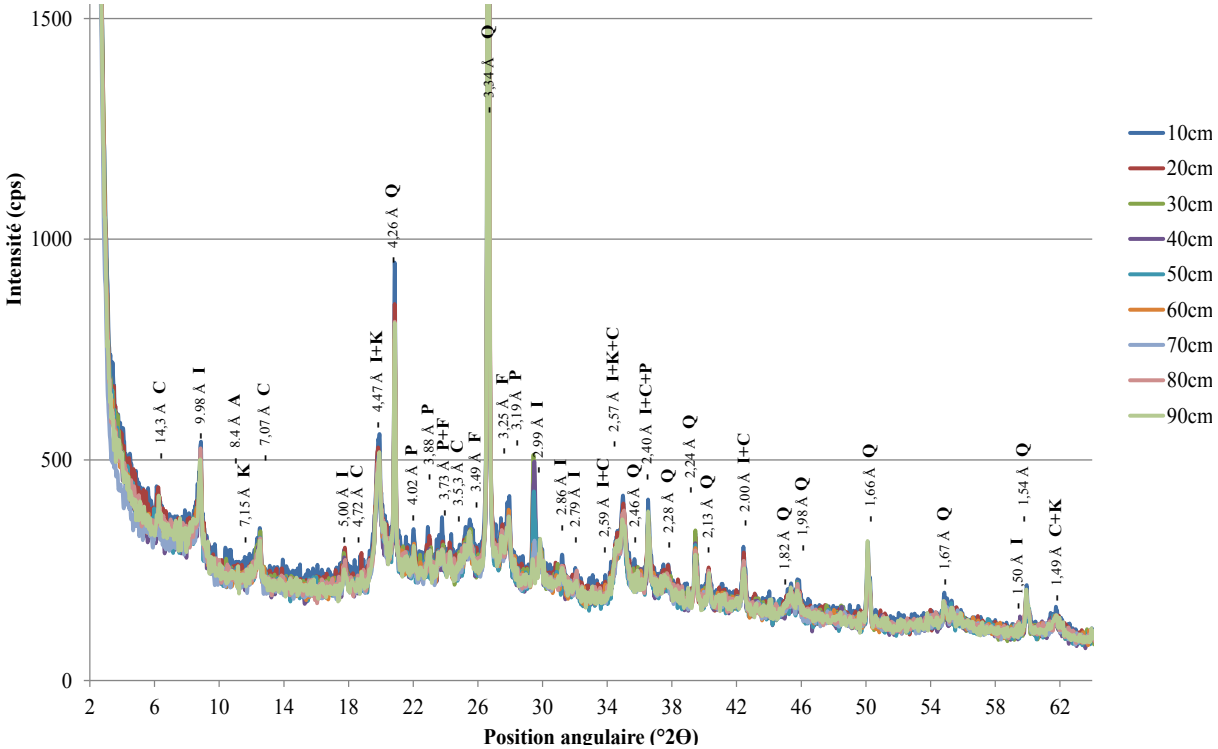


Figure II.4 : Diffractogrammes de poudres des échantillons de la parcelle en prairie L3 de 10 à 90 cm de profondeur. Illite/Mica (I), Chlorite (C), Kaolinite (K), Quartz (Q), K-feldspath (F), Plagioclase (P).

Les diffractogrammes de préparations orientées ont été enregistrés de 2 à 35° 2Θ. Le résultat présenté est celle de l'échantillon prélevé à 30, 60 et 90 cm de profondeur (Figure II.5a, b, c).

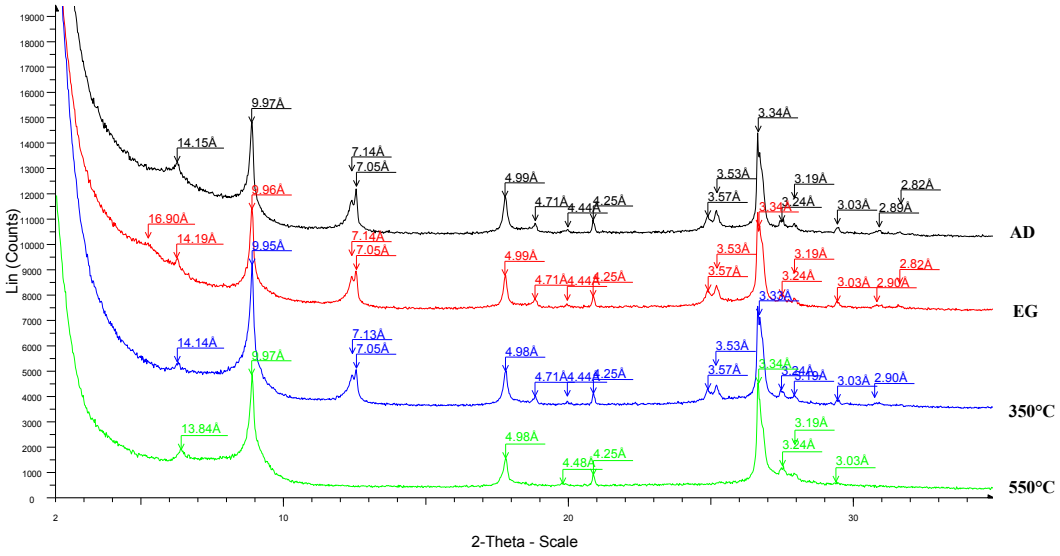


Figure II.5a : Diffractogrammes effectués sur préparations orientées de l'échantillon prélevé à 30 cm de profondeur en prairie L3.

L'illite est dominante. Elle est caractérisée par ses réflexions (001), (002) et (003) respectivement à 9.97Å, 4,99 Å, et 3,34 Å sur préparation AD et invariantes après traitement (saturation EG et chauffages). La kaolinite est caractérisée par ses réflexions (001) et (002) à 7,14 et 3,57 Å à l'état naturel invariantes après saturation EG et chauffage à 350°C, mais disparaissant après chauffage à 550°C. La réflexion indexée à 14,15 Å, à l'état sec (AD), se déplace à 14,19 Å après saturation EG. Après chauffage à 350°C, elle ferme légèrement à 14,14 Å. C'est une réflexion (001) d'un minéral type chlorite. Le léger gonflement après saturation EG du pic à 14,15 Å et la légère fermeture après les chauffages témoigne de la présence d'une faible quantité d'interstratifié chlorite/smectite dans l'assemblage minéralogique. Le pic à 14,15 Å apparaît légèrement dissymétrique en AD avec un léger épaulement vers les petits angles qui se déplace vers 16,90 Å après saturation EG. Ce comportement traduit la présence d'une faible quantité de smectite ou d'insterstratifié chlorite/smectite riche en smectite dans l'échantillon.

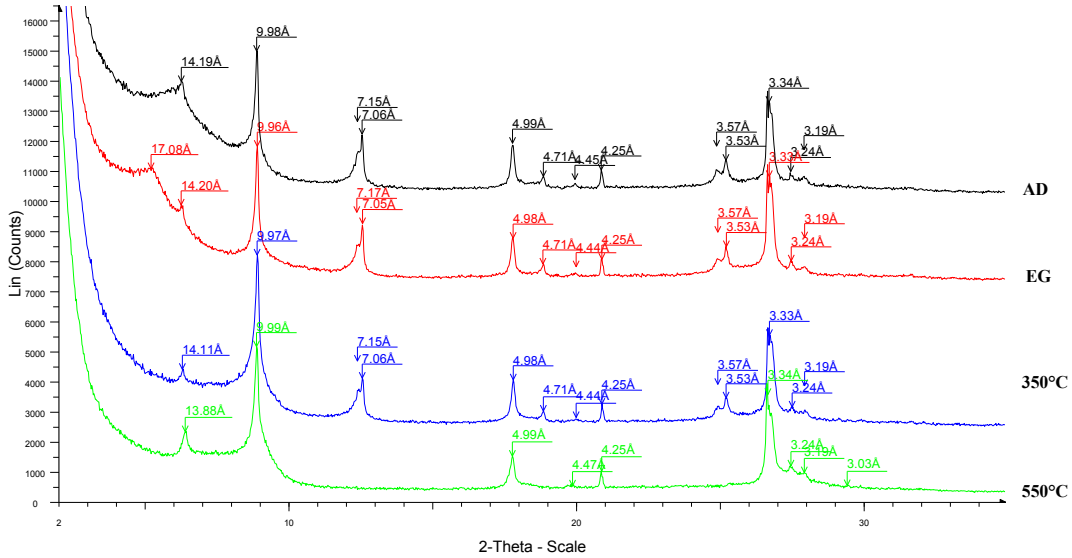


Figure II.5b : Diffractogrammes effectués sur préparations orientées de l'échantillon prélevé à 60 cm de profondeur en prairie L3.

Pour l'échantillon de 60cm, les diffractogrammes RX sont similaires à ceux de l'échantillon 30cm. La différence apparaît au niveau de la proportion de l'interstratifié chlorite/smectite à smectite dominante et de la smectite pure:

- épaulement important vers les petits angles du pic à 14,15 Å à l'état naturel,
- pic important à 17,08 Å après saturation EG,
- augmentation des intensités entre la réflexion à 14 Å et celle à 10 Å après chauffage.

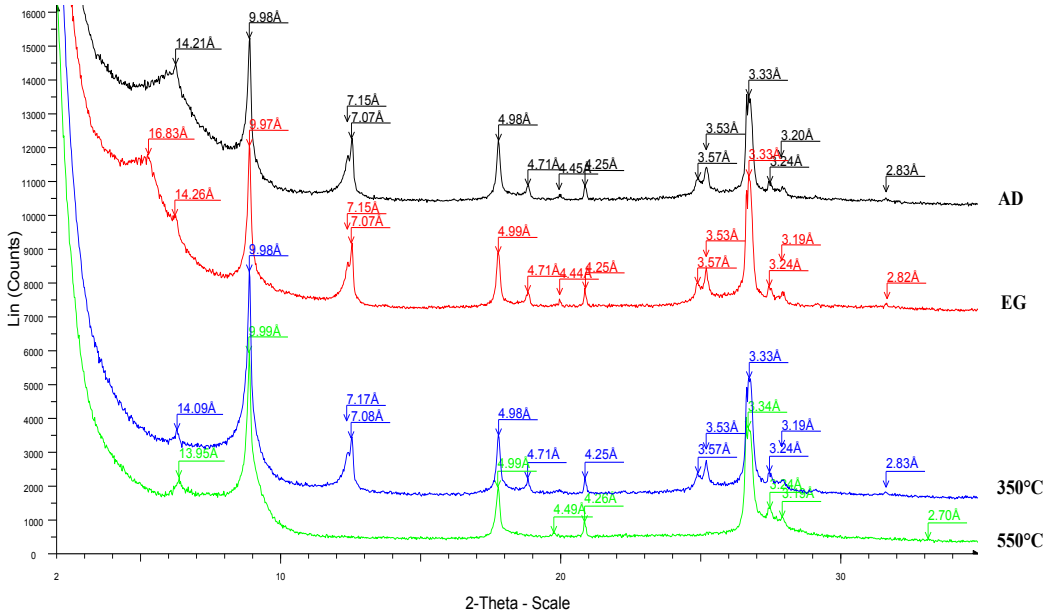


Figure II.5c : Diffractogrammes effectués sur préparations orientées de l'échantillon prélevé à 90 cm de profondeur en prairie L3.

L'échantillon 90cm est tout à fait similaire à celui de 60cm.

Cette caractérisation qualitative permet de vérifier l'homogénéité du Bri par rapport aux caractérisations effectuées par Bernard, (2006) et Gallier, (2011). Une description semi-quantitative de l'assemblage minéralogique des échantillons pourrait être effectuée par décomposition des diffractogrammes.

En parcelle cultivée A7

La même caractérisation a été effectuée dans la parcelle A7 sur des échantillons également prélevés de 10 à 90cm de profondeur (tous les 10cm). Les diffractogrammes de poudres se superposent parfaitement (Figure II.6). Ils montrent la même minéralogie que dans la parcelle L3: lllite/mica (I), chlorite (C), kaolinite (K), quartz (Q), K-feldspath (F), plagioclase (P).

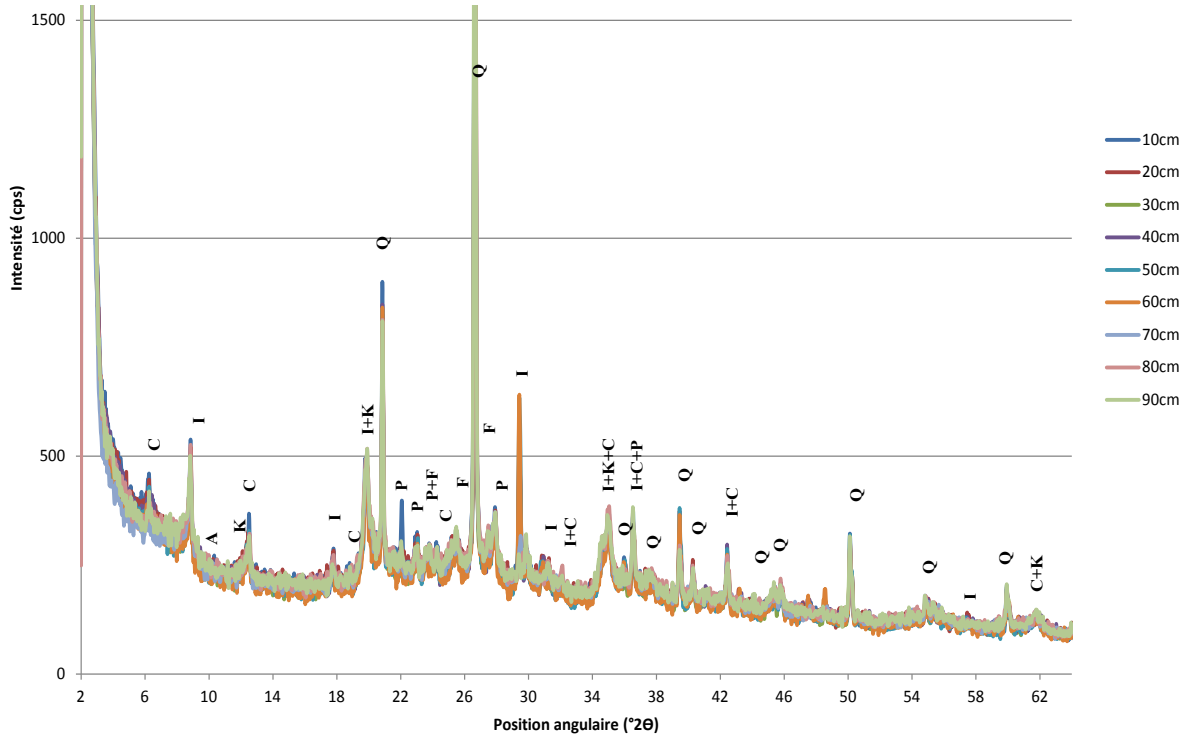


Figure II.6 : Diffractogrammes des poudres désorientées des échantillons prélevés à 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 et 90 cm de profondeur dans la parcelle A7. Illite ou Mica (I), Chlorite (C), Kaolinite (K), Quartz (Q), K-feldspath (F), Plagioclase (P).

Les diffractogrammes obtenus sur les préparations orientées sont tout à fait similaires à ceux issus de L3. L'assemblage de phyllosilicates est le même. Les différences sont très minimes, elles s'observent au niveau de l'interstratifié chlorite/smectite à feuillets smectitiques dominants dont la proportion semble constante avec la profondeur du sol (Figures II.7a, b, c).

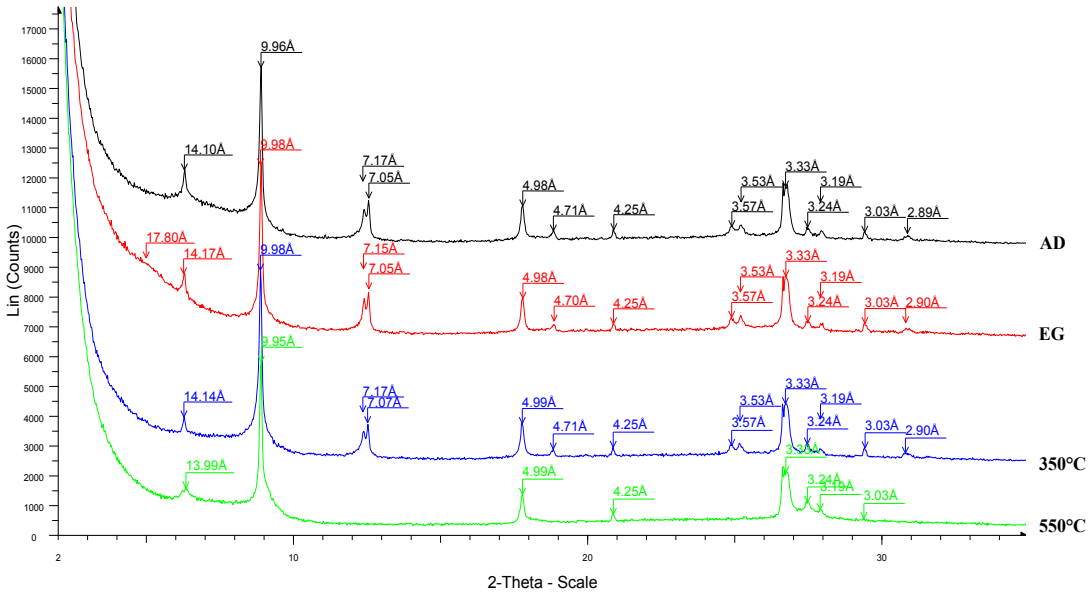


Figure II.7a : Diffractogrammes obtenues sur lames orientées de l'échantillon prélevé à 30cm de profondeur dans la parcelle cultivée A7. AD = naturel (air dried), EG saturation éthylene glycol, 350°C et 550°C chauffage à 350°C et 550°C.

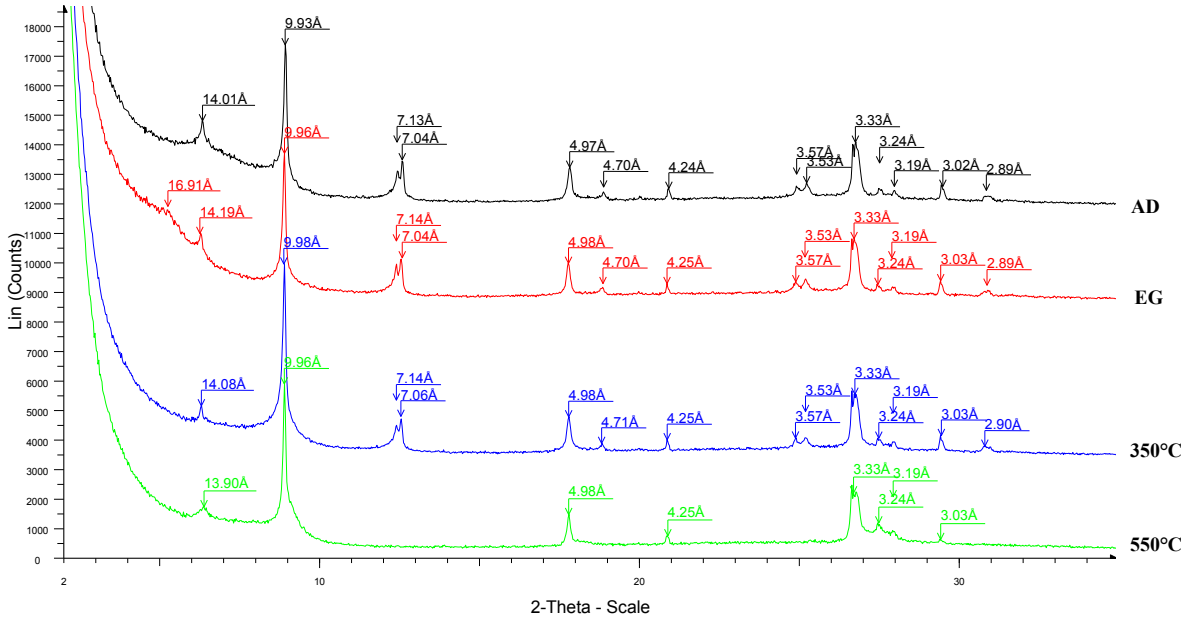


Figure II.7b : Diffractogrammes obtenues sur lames orientées de l'échantillon prélevé à 60cm de profondeur dans la parcelle cultivée A7. AD = nature (air dried), EG saturation Ethylene Glycol, 350°C et 550°C chauffage à 350°C et 550°C.

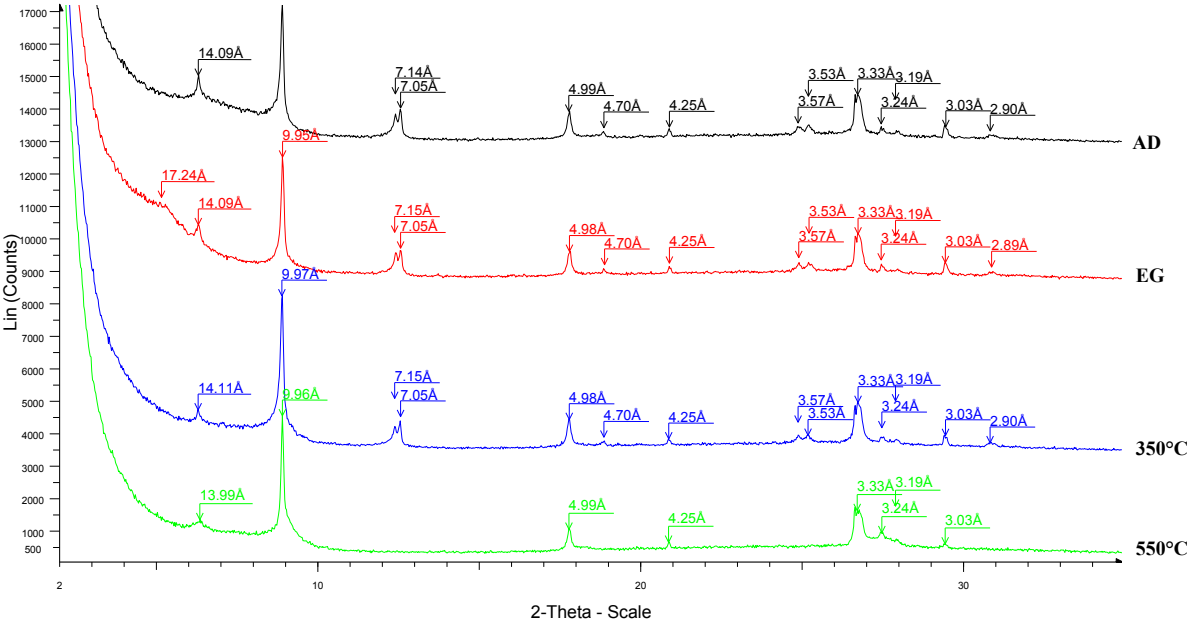


Figure II.7c : Diffractogrammes obtenus sur lames orientées de l'échantillon prélevé à 90cm de profondeur dans la parcelle cultivée A7. AD = nature (air dried), EG saturation Ethylene Glycol, 350°C et 550°C chauffage à 350°C et 550°C

Ces identifications minéralogiques qualitatives montrent l'homogénéité de composition minéralogique du bri de la surface jusqu'à 90cm de profondeur, mais également entre les parcelles L3 et A7. La texture limono-argileuse du bri est associée à une minéralogie dominée par l''illite, avec de la kaolinite du chlorite et un interstratifiés chorite/smectite et éventuellement illite/smectites et une faible proportion de smectite pure, à laquelle s'ajoute

une fraction détritique quartz + feldspath, conformément aux identifications précédentes de Bernard (2006) et Gallier (2011).

Les relations courbe de retrait - propriétés hydromécaniques du bri qui seront utilisées ou démontrées par la suite peuvent être considérées représentatives du matériau, sans artéfacts dus à des variations minéralogiques.

- *Analyse par spectrométrie infrarouge (IR)*

Les analyses spectrométrie infrarouge proche ou moyen sur les échantillons de chaque site montrent les mêmes caractéristiques au niveau familles des phyllosilicates (Figure II.8a, b).

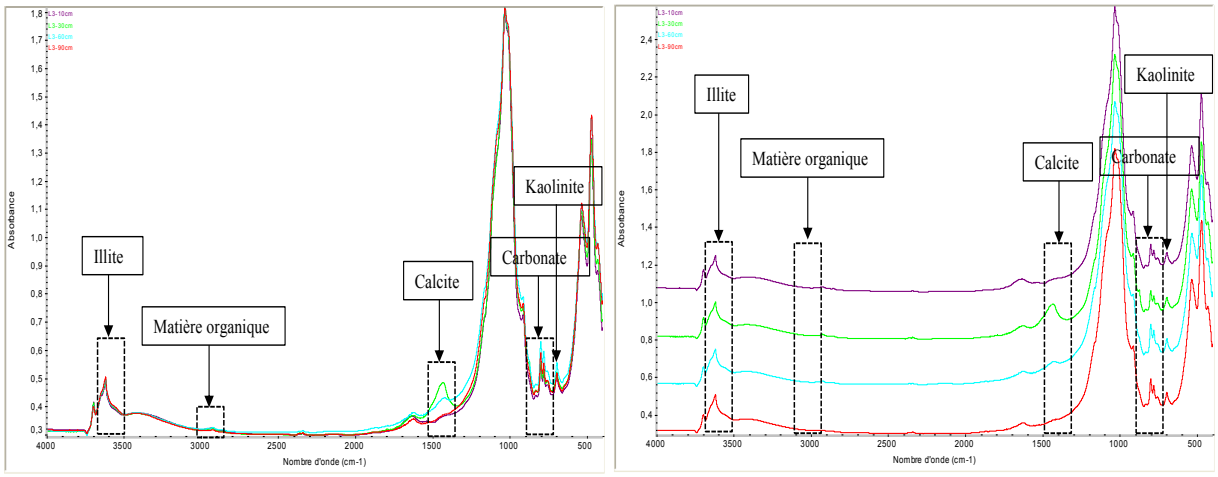


Figure II.8a : Spectres des minéraux argileux dans l'infrarouge moyen (4000 à 400 cm^{-1}) pour les échantillons de la parcelle en prairie L3.

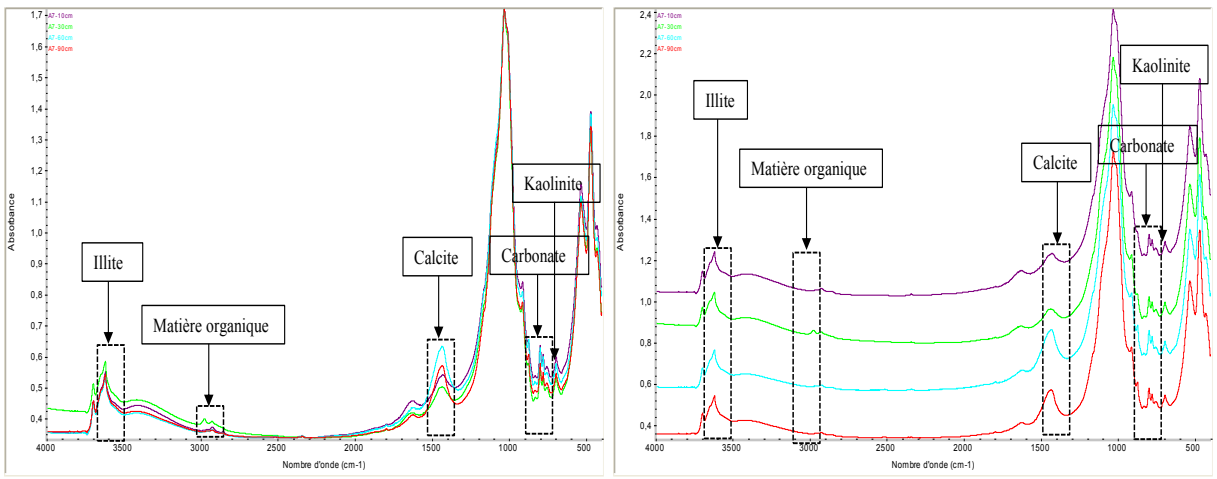


Figure II.8b : Spectres des minéraux argileux dans l'infrarouge moyen (4000 à 400 cm^{-1}) pour les échantillons de la parcelle cultivée A7.

La caractérisation des échantillons par spectroscopie soit dans l'infrarouge proche ou moyen confirme les données de diffraction des rayons X avec l'illite et la kaolinite

dominantes sur chaque site. La calcite est identifiée par sans bande d'absorption a environ1400 cm^{-1} pour les profondeurs 30 et 60 cm seulement.

Les spectres de réflectance montrent la présence de matière organique que dans les deux parcelles jusqu'à 90 cm de profondeur.

d- Analyses texturales et Capacité d'Echange Cationique

Les données d'analyses texturales ont été obtenues précédemment par tamisage par voie sèche pour la partie supérieure à 60 µm, et par granulométrie laser pour les fractions inférieures à 60 µm (Bernard, 2006; Gallier, 2011). Les analyses sédimentométriques avaient été réalisées sans destruction de la matière organique, et après destruction de la matière organique par ajout du peroxyde d'hydrogène (H_2O_2 5%). En fait les faibles quantités de matière organique dans les échantillons n'avaient pas influencé les résultats granulométriques.

Ces analyses texturales ont été couplées aux mesures de la Capacité d'Echange Cationique (C.E.C). Cette dernière est une méthode permettant d'extraire les cations échangeables adsorbés comme le K^+, Na^+, H^+, $Mg^{2+,}$ Ca^{2+}. La méthode utilisée a été celle de l'échange d'ammonium (Galier, 2011).
Ainsi, la C.E.C peut être exprimé comme :

$$C.E.C\ (meq/100g)=\frac{0,1*x*100}{m} \qquad \text{Eq.II.14}$$

avec m la masse de sol, x le volume d'H_2SO_4 ajouté (en ml) où 1 ml d' H_2SO_4 à 0,1 N équivaut à 0,1 meq.

e- Microtomographie de Rayons X

Quelques observations pétrographiques sur blocs de Bri ont été effectuées par microtomographie de rayons X. C'est une technique numérique non destructive et non invasive de visualisation de la structure interne des matériaux en basant sur les interactions rayons X – matière, afin de reconstruire l'image d'un objet en trois dimensions (3D). C'est une analyse multidirectionnelle de l'interaction d'un faisceau de rayon X avec l'objet. Elle consiste à enregistrer, à intervalles réguliers sur une révolution complète, une série de radiographies numériques de l'objet analysé. Une fois traitées, ces données permettent la reconstruction virtuelle d'une copie 3D à haute résolution, véritable cartographie de la variation d'atténuation des rayons X à travers l'objet (Russ, 2002).

Les interactions RX - matière sont régies par la loi de Beer-Lambert, et dépendent de la densité du matériau, sa composition atomique et de l'énergie du faisceau de rayons X:

$$\frac{I}{Io} = exp^{-\mu*h} \qquad \text{Eq.II.15}$$

avec I l'intensité du rayon X traversant la matière, I_0 l'intensité du rayon X incident, µ le coefficient linéaire d'atténuation (cm^{-1}) et h l'épaisseur de l'objet traversé (cm).

En général, le rayon émis est monochromatique qui diffère de la microtomographie de laboratoire où le tube de rayon X émis un rayonnement polychromatique. Cela est dû à la

production du tube de rayon X d'un faisceau de géométrie conique traversant l'ensemble de l'objet qui au final détecter par un camera de type CCD (Charge Coupled Device). Cette dernière transforme les rayonnements électromagnétiques en données numériques pour obtenir de la radiographie (image de l'objet). En microtomographie, la caméra et le tube de rayons X sont immobile, tandis que l'échantillon est en mouvement. A la fin de l'acquisition, un logiciel basé sur la reconstruction d'algorithme permet d'observer une image 3D de l'objet (Figure II.9).

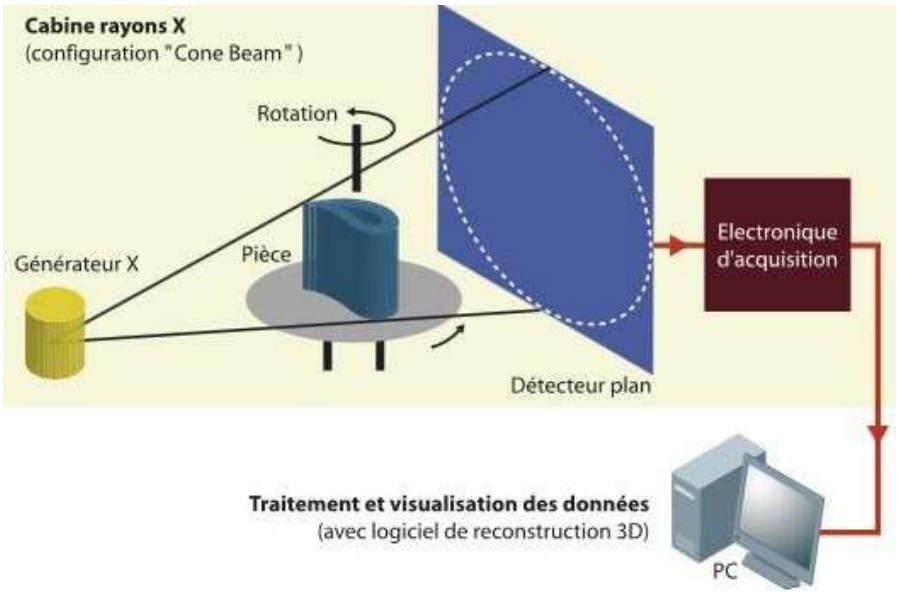


Figure II.9 : Schéma du principe de la tomographie 3D
(Source : http://www.mesures.com/pdf/old/802_Tomographie_3D.pdf).

Au sein du laboratoire IC2MP de l'université de Poitiers, le système employé est un Viscom X8050-16 (VISCOM AG) « multi-échelles » permettant de scanner des objets de petites à moyennes tailles (quelques millimètres à 20 cm de diamètre) sur un champ de vue de 10 cm à 5 mm et ce, à des résolutions allant de 5 microns théoriques (taille minimale du point source) à la centaine de microns.

Le système se compose de :
- un canon à rayons X Viscom (XT9160T-DED) avec tête directionnelle (160 kV ; 100W) générant un faisceau polychromatique conique (30°) ;
- un détecteur plan (matrice 1004 x 1004 ; 12 bits) composé d'un amplificateur d'images (3 modes : tailles du pixel = 0.147, 0.107, ou 0.080 mm) couplé à une caméra CCD;
- une table rotative (précision de 0,05° avec un maximum possible de 7200 radiographies/360°) pour le positionnement des échantillons;
- 3 axes de déplacement de la table rotative.

Les principaux paramètres d'une acquisition sont :
- La position de l'échantillon dans le faisceau : étant donné la géométrie conique du faisceau, la résolution spatiale est inversement proportionnelle à la taille du champ de vue d'analyse autrement dit plus l'échantillon est proche de la source, plus la résolution spatiale d'analyse augmente en contrepartie le champ de vue se réduit ;

- La tension d'accélération (i.e. le spectre d'énergies des rayons X générés) : elle détermine le pouvoir de pénétration du rayonnement. Cependant, plus le rayonnement est pénétrant moins il est sensible aux contrastes de composition et densité ;
- L'intensité : elle détermine le rapport signal sur bruit. L'augmentation de l'intensité améliore la statistique de comptage mais, en contrepartie, augmente la taille du point source du faisceau, donc le flou ; il est préférable que la puissance du faisceau (le couple tension-intensité) ne dépasse pas la résolution spatiale (1µm ~ 1 W) pour ne pas créer d'effet de flou ;
- Le nombre de projections acquises : plus il est important, plus l'information enregistrée est élevée. En contrepartie, les temps d'acquisition et de reconstruction augmentent.

Paramètres d'acquisition:
- tension : 120 kV;
- intensité : 0.450 mA;
- puissance : 54 W;
- nombre d'intégrations par projections : 32;
- nombre de projections: 1800/360°, i.e. 1/0,20°;
- caméra CCD: 12 bits; 1004x1004 pixels;
- mode de la camera: "zoom 0" (mode 0 de l'intensifieur-> taille du pixel = 0,147mm).

Les projections sont initialement enregistrées dans un format 12bits.
L'étape de reconstruction a été réalisée avec le logiciel DigiCT v2.4.2 (@Digisens). La détermination des paramètres géométriques de l'acquisition nécessaires à la reconstruction a été réalisée en scannant une mire de calibration certifiée (AM2008-817; Annecy Metrology) dans les mêmes conditions que les cellules. DigiCT utilise les bases de l'algorithme analytique Feldkamp. Un filtre d'apodisation de type Hamming a été appliqué afin de réduire le bruit généré par le filtre de rampe (la reconstruction tomographique repose sur le filtrage de la transformée de Fourier des projections par un filtre de rampe, puis l'épandage de la transformée de Fourier inverse de l'image filtrée).

Des corrections du signal (correction par l'enregistrement du faisceau blanc, faisceau sans échantillon et du faisceau noir, enregistrement du bruit électronique de la caméra) ont également été réalisées afin de réduire les fluctuations d'efficacité du détecteur, notamment les variations d'enregistrement du signal entre chaque pixel de la caméra CCD. Une étape d'atténuation des artefacts en anneaux a également été réalisée sur les sinogrammes à l'aide d'un filtre par moyenne glissante. Néanmoins, ce type d'artéfact est encore présent et se visualise sur les sections.
La résolution spatiale des données reconstruites est de 55,80µm.
Les élaborations 2-3D ont été réalisé avec le logiciel Avizo® Fire v.8.0.1 (© FEI)

II.5. Caractérisation physico-chimique du Bri : *Profils de conductivité électrique au 1/5 ($CE_{1/5}$), salinité équivalent NaCl des eaux, pH.*

a- La conductivité électrique au 1/5

Les conductivités électriques au 1/5 sont mesurées sur des suspensions au 1/5^{éme}, soit 10g de sol sec dans 50g d'eau distillée (Pons, 1997; Pons et Gerbaud, 2005 ; Gallier, 2011). Elles ont

été effectuées en laboratoire à 20°C à l'aide d'un conductimètre « Conductimeter CONSORT K810 ». Elles ont été effectuées pratiquement systématiquement sur tous les échantillons de sol prélevés pour les profils de teneur en eau soit tous les dix centimètres en profondeur.

b- La salinité des eaux d'imbibition des sols

La première étape consiste à calculer la conductivité électrique du fluide contenue dans le sol via la formule de Montoroi (Montoroi, 1997; Gallier, 2011) :

$$CE_f = (CE_{1/5} \times 5) / W \qquad \text{Eq.II.16}$$

avec, CE_f la conductivité électrique du fluide in situ ; $CE_{1/5}$ la conductivité électrique mesurée de l'extrait 1/5è exprimé en µS/cm; W la teneur en eau pondérale de l'échantillon *in situ*. Parallèlement aux profils de W on obtient alors des profils de CEf qui sont finalement transformés en profils de salinité en équivalent NaCl (Figure II.10).

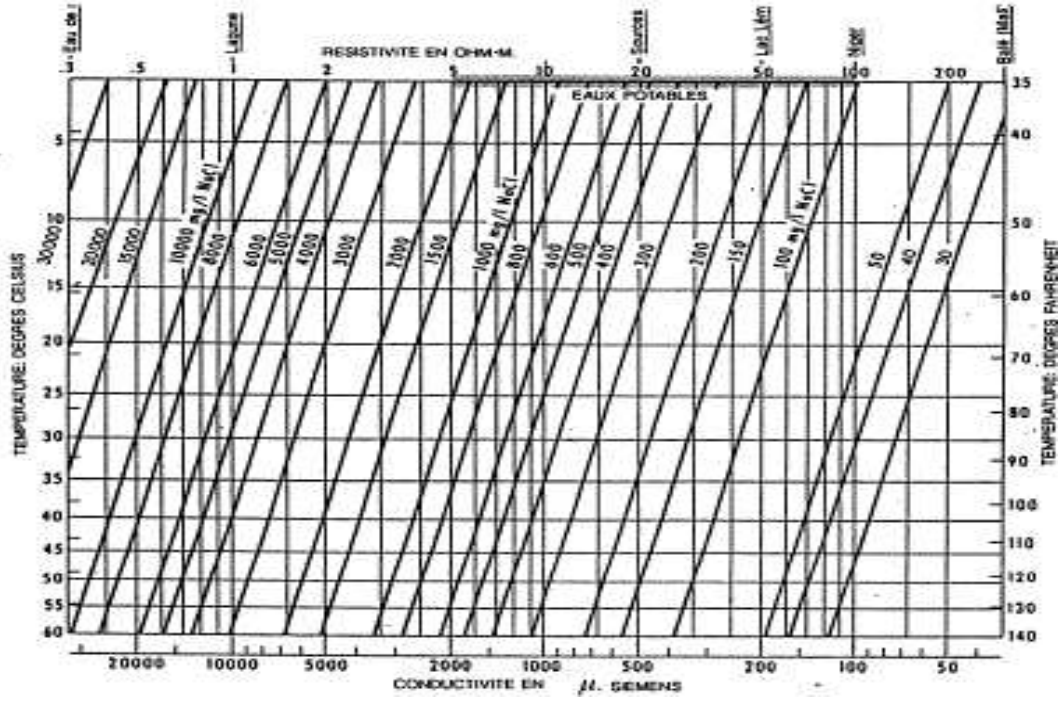


Figure II.10 : Abaque de transformation conductivité / salinité équivalent NaCl.

Finalement pour une température moyenne de 20°C les salinités du fluide en équivalent NaCl calculées sont les suivantes :

$$\text{Salinité} = 0.63 * CE_f \qquad \text{Eq.II.17}$$

avec, CE_f la conductivité électrique du fluide "in situ" ; 0.63 le facteur multiplicatif obtenu par projection sur l'abaque Conductivité-Température-Résistivité.

c- Les mesures de pH

Elles ont été effectuées à l'aide d'un PH-mètre PHM220 Lab pH METER sur les eaux prélevées in situ et sur les extraits de sol au 1/5.

II.6. Mesures tensiométriques *in situ*

Le tensiomètre permet une mesure directe du potentiel matriciel (ou succion) *in situ*. Le principe consiste à implanter les bougies poreuses dans le sol. Les bougies poreuses sont formées d'une canne fermée par un bouchon en silicone en surface à laquelle est vissé un embout en céramique. La céramique poreuse est formée d'une paroi mince à très haute conductivité. A l'intérieur de la canne, des flexibles préalablement remplis d'eau, s'équilibrent avec la solution du sol au travers de la céramique. Avant installation, les bougies poreuses doivent être saturées avec de l'eau dégazée et conservées dans l'eau. La bougie est reliée par un capillaire jusqu'au bouchon de mesure ce qui permet une saturation bougie + « canne » avec une simple seringue remplie d'eau distillé. La mesure de pression est effectuée avec un capteur de pression SMS 2500S par introduction d'une aiguille à travers le bouchon d'obturation de la canne. Il est nécessaire d'attendre 24h après l'implantation des bougies poreuses pour débuter les mesures pour que l'équilibre sol-bougie se créé dans les cannes. Ce système permet de mesurer, à travers le bouchon en silicone, la pression qui règne à l'intérieur de la canne soit la pression de l'eau du sol. Le tensiomètre permet également le prélèvement du fluide en vue d'analyses chimiques.

Les tensiomètres, disposés à différentes profondeurs, permettent de mesurer les évolutions du potentiel matriciel total (ou de succion) du sol. Ce potentiel total de l'eau du sol permet de comprendre les mouvements de l'eau et sa disponibilité (Tron et al., 2013). Il est contrôlé par différents types de potentiels dont la somme régit l'énergie (de liaison) de l'eau du sol (Buckingham, 1907 ; Schofield, 1935 ; Bourrié et Pédro, 1979 cité par Bigorre, 2000 ; Tron et al., 2013). Il peut s'écrire comme suit:

$$\Phi t = \Psi g + \Psi m + \Psi o + \Psi a + \Psi e \qquad \text{Eq.II.18}$$

avec, Ψg le potentiel gravitaire (profondeur de la bougie),
Ψm le potentiel matriciel (capacité de rétention de la matrice),
Ψo le potentiel osmotique (nature et composition chimique de la solution du sol),
Ψa le potentiel pneumatique (différence entre la pression de l'air dans le sol et la pression atmosphérique),
Ψe le potentiel enveloppe (pression mécanique exercée par les couches supérieures du sol sur les couches inférieures).

a- Le potentiel gravitaire Ψg

Le potentiel gravitaire correspond à un déplacement dans le champ de pesanteur (Girard et al., 2011). L'équation s'écrit sous forme :

$$\Psi g = \rho_w.g.h \qquad \text{Eq.II.19}$$

avec, Ψg le potentiel gravitaire, ρ_w la densité de l'eau, g la pesanteur et h la profondeur.

b- Le potentiel matriciel Ψm

Le potentiel matriciel est équivalent à l'énergie nécessaire pour extraire la première goutte d'eau d'un sol. C'est le potentiel de rétention de la matrice du sol. Il est obtenu à partir des mesures de tensiomètrie via des bougies poreuses en contact avec le sol. Il correspond aux

forces de capillarité entre les grains et la tension superficielle du film d'eau autour des grains. La rétention d'eau par le sol correspond à une tension de succion. Le potentiel peut être exprimé en hauteur d'eau d'ascension capillaire, en centimètres ou mbar, en unités de pression, en hauteur d'eau équivalente ou en pF (Figure II.11; Tableau II.2):

$$pF = \mathrm{Log}_{10} \left| h \right| \qquad \text{Eq.II.20}$$

avec h la hauteur d'eau équivalente en cm.

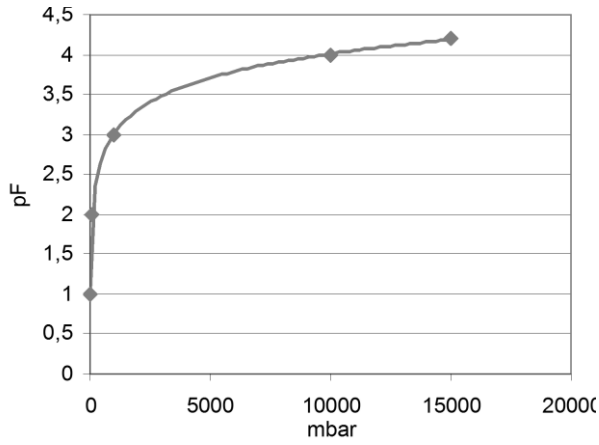


Figure II.11 : Correspondance entre la tension mesurée (mbar) et le pF.

Types d'eau	**Pression de succion (cm)**	**pF**
Saturation	1	0
Capacité maximale	10	1
Capacité de rétention	316	2.5
Point de flétrissement temporaire	10000	4
Point de flétrissement permanente	15850	4.2
Eau hygroscopique	50120	4.7
Séchage à l'étuve à 105°C		7

Tableau II.2 : Types d'eau et potentiels matriciels (pF).

Le potentiel matriciel du sol augmente avec la diminution de sa teneur en eau. Finalement, par rapport aux besoins des plantes, la réserve utile (RU) des sols est définie à partir de la différence entre la capacité de rétention (capacité au champ) équivalent au pF 2.5 et le point de flétrissement correspondant au pF 4.2 (Mathieu et Pieltain, 1998 ; Mathieu et Lozet, 2011).

c- Le potentiel osmotique Ψo

La pression osmotique se définit comme la pression minimum qu'il faut exercer pour empêcher le passage d'une solution moins concentrée à une solution plus concentrée au travers d'une membrane semi-perméable. Elle se calcule à partir de:

$$\Psi o = C*R*T \qquad \text{Eq.II.21}$$

avec, C la salinité en équivalent NaCl (mol.L-1), R la constante des gaz parfaits (8,314 472 J.mol-1.K-1) et T la température absolue (298K).

d- Le potentiel pneumatique Ψa

Il se définit comme la différence entre la pression de l'air dans le sol et la pression atmosphérique. Pour le cas de nos sols, il a été négligé face aux potentiels gravitaire, matriciel et osmotique (Debouté, 2011; Calvet, 2003a, b).

e- Le potentiel enveloppe Ψe

Le potentiel enveloppe est relatif à la pression (poids) exercée par les couches supérieures sur les couches inférieures du sol. Pour le cas de nos mesures localisées près de la surface il peut également être négligé face aux potentiels gravitaire, matriciel et osmotique (Debouté, 2011; Calvet, 2003a, b).

Ainsi, en négligeant Ψa et Ψe, le potentiel total devient :

$$\Psi t = \Psi g + \Psi m + \Psi o \qquad \text{Eq.II.22}$$

Finalement, la lecture de la pression lue sur le tensiomètre correspond au potentiel matriciel du sol qui doit être corrigé par la hauteur de la canne (h). Le flux d'eau dépend alors de la perméabilité du sol à l'eau.

Sur le terrain, les pressions de succion ou potentiels matriciels (Ψm) ont été mesurées avec un tensiomètre électronique SMS 2500S (Figure II.12). Les bougies sont des céramique standard SDEC 2150 (diamètre 21 mm) limitées à des pressions de -850 mb, ce qui correspond à un pF de 2,93.

Les tensiomètres (bougies poreuses) ont été implantés sur les sites S2, S3 et S4 (parcelle Salgues) aux profondeurs 40, 60 et 80 cm en 2011, et de 30, 60 et 90 cm sur le champ de prairie et champ cultivé de l'INRA de 2012 à 2015. La différence des profondeurs 30-40 ou 80-90 cm est due au problème d'enfonçage des bougies. L'instrumentation par les tensiomètres a suivi un protocole classique:

- Immersion des bougies dans l'eau dégazée pendant 8h minimum afin de saturer la céramique,
- Remplissage en continu pendant 30 minutes (rinçage) puis re-immersion des bougies dans l'eau dégazée.
- Installation in situ dans les trous à la tarière de diamètre équivalent
- remplissage des capillaires d'eau dégazée
- attente de 48h pour que l'équilibre bougies-sol soit atteint.

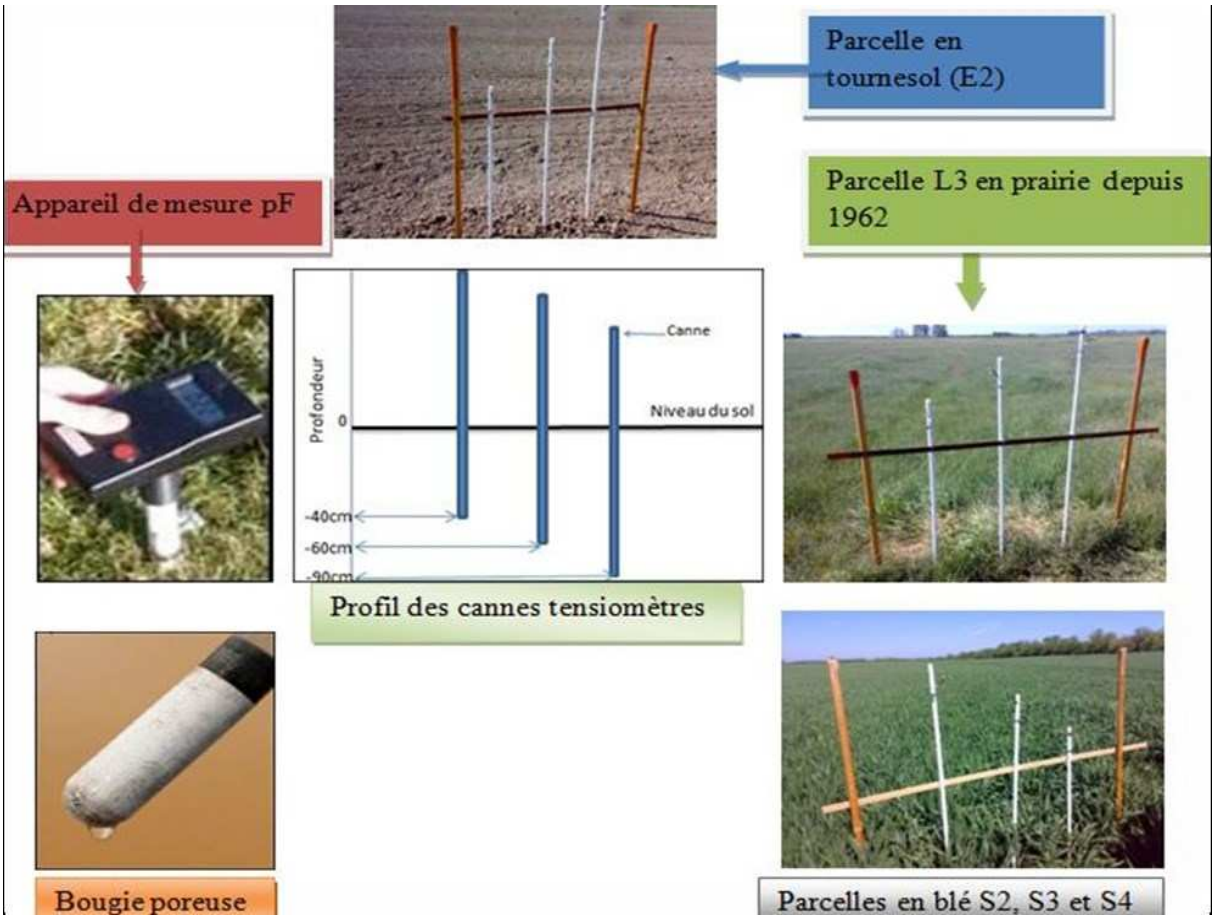


Figure II.12 : Schéma d'installation des bougies poreuses et de mesure des pressions de succion utilisé sur nos différents sites.

Ces suivis tensiomètriques ont été couplés par les suivis météorologiques sur le site de l'INRA. La méthode de calcul utilisé est celui de Penman (Penman, 1948).

II.7. Mesure mécaniques *in situ* : résistance à la pointe (Qd) et résistance au cisaillement

Dans la continuité des travaux déjà effectués sur ces marais de l'Ouest (Bernard, 2006; Gallier, 2011), les profils de W ont localement été couplés à des profils de résistance au pénétromètre Qd et de résistance au cisaillement C. Le couplage n'a été effectué que lors des prospections hors marais de Rochefort (INRA) soit vers le marais de Brouage et dans le marais Poitevin pour s'assurer de la cohérence des résultats face à ceux des études précédentes.

Les profils de Qd ont été obtenus avec un pénétromètre dynamique de type PANDA (Pénétromètre Automatique Numérique Dynamique Assisté par ordinateur). L'appareil facilement utilisable et transportable ayant une gamme de mesure de 0,1 à 40 MPa. Le principe est basé sur l'enfoncement en profondeur d'une pointe (fixe ou perdue) qui est mise au bout d'un jeu de tiges. Le battage correspond à une masse frappante (M) sur le train de tige. L'unité centrale de l'appareil enregistre la vitesse (V) de la masse de battage, l'énergie et l'enfoncement correspondants. L'appareil calcule la résistance à la pointe (Qd en MPa) pour

chaque choc via la formule des Hollandais et enregistre la valeur de Qd et la profondeur correspondante (Cassan, 1988 ; Zhou, 1997 cité par Bernard (2006) et Gallier (2011)):

$$Qd = \frac{M*V^2}{2*A*d} * \frac{1}{1+\frac{P}{M}} \quad \text{Eq.II.23}$$

avec Qd la résistance à la pointe (MPa), P la masse battue (pointe et tiges) (kg), V la vitesse d'impact ($cm.s^{-1}$), M la masse frappante (kg), A la section de la pointe (cm^2) et d l'enfoncement (cm).

Lors des mesures, on a utilisé une pointe perdue en acier de 4 cm^2 de section pour limiter les forces de frottements entre le train de tige de section 2 cm^2 et le sol argileux. Les profondeurs d'investigation ont été limitées à celle des carottages tarières soit 1,0 - 1,2 m.

La résistance au cisaillement ou cohésion C du sol, a été mesurée à l'aide d'un scissomètre tous les 10 cm après prélèvement à la tarière. C'est un appareil de chantier peu encombrant de type GEONOR H-70 sur lequel peuvent s'adapter trois tailles de palette 16x32, 20x40 ou 25.4x50.8 mm (largeur x hauteur) de manière à investir une gamme 0-260 kPa de cohésion. La palette est constituée de quatre pales orthogonales, montées sur un jeu de tige et enfoncé dans le sol jusqu'à la profondeur souhaitée. La mesure est directement lue sur le scissomètre en surface puis transformée en cohésion (kPa) via la courbe d'étalonnage de chaque palette

II.8. Prospections géo-électriques

Les prospections géophysiques ont été effectuées par tomographie électrique. La méthode avait été largement employée précédemment sur ces territoires et couplées à des investigations par salinomètre qui permet d'obtenir des résistivités réelles à des profondeurs réelles. Même si les profondeurs d'investigations restent limitées à un mètre de profondeur avec cet outil, les profils structuraux des sols formés sur le Bri sont tels qu'ils ont permis d'y étalonner la loi d'Archie (Bernard et al., 2009; Gallier et al., 2012). A l'échelle macroscopique, la résistivité électrique dépend essentiellement de la microstructure (et/ou structure) du matériau, de sa porosité, de l'indice de saturation et de la résistivité du fluide d'imprégnation du matériau (Archie, 1942 ; Chapellier, 2001 ; Michot, 2003 ; Samouelian et al, 2004, 2005):

$$\rho_s = \alpha * \rho_w * \phi^{-m} * Sat^{-n} \quad \text{Eq.II.24}$$

avec, ρ_s la résistivité du matériau, α le facteur de formation dépendant de la nature du milieu, ρ_w la résistivité du fluide d'imbibition, ϕ la porosité, m le facteur de cimentation, Sat l'indice de saturation et n un facteur dépendant de la nature du milieu.

L'étalonnage de cette formule, pour le Bri, selon Bernard *et al*., 2006 est la suivante :

$$\rho_s = 1.01 * \rho_w * \phi^{-2.73} Sat^{-2} \quad \text{Eq.II.25}$$

Ces valeurs, calées pour le Bri, permettent de recalculer les profils de résistivité en domaine saturé (Sat=1) et de reconstituer les profils de dessiccation (Dudoignon et al., 2009 ; Gallier, 2011 ; Gallier et al., 2012).

De manière générale :

- la résistivité diminue quand la teneur en eau est élevée, et elle augmente quand l'indice de saturation diminue (Archie, 1942 ; Mc Carter, 1984 ; Beck, 2008),
- la minéralisation du fluide et du sol, qui est lié à la concentration ionique et aux éventuels échanges cationiques dans le milieu, augmente la conductivité
- de plus, la température qui est l'origine de la mobilité des ions en solution et des variations de viscosité du fluide, augmente la conductivité. Campbel et al. en 1948 ont montré une augmentation de la conductivité de 2.02% par dégrée Celsius pour une température de 15 à 25°C.

Dans les matériaux argileux deux types de conductivité rentrent en concurrence : la conductivité électrolytique et une conductivité de surface : Pour la première, la circulation du courant est due à la présence des ions en solution dans l'eau interstitielle. C'est la loi d'Archie qui s'applique. Pour la seconde la conductivité est associée aux charges présentes à la surface des minéraux argileux. Pour cela, Waxman et Smits (1968) ont montré que la CEC (capacité d'échange cationique) joue un rôle important dans la conductivité surfacique. La présence des minéraux argileux influent sur la résistivité des sols. Néanmoins dans ces sols saturés par des fluides à forte salinité, la conductivité surfacique est « effacée » par la conductivité hydraulique qui est largement dominante (Gallier, 2011). La loi d'Archie précédemment étalonnée reste appropriée sur l'ensemble des territoires des marais de l'Ouest (Gallier, 2011).

Les profils géophysiques obtenus par tomographie électrique sont généralement basés sur des injections de courant par quadripôles ABMN alignés sur un même axe. Les quadripôles sont constitués d'électrodes métalliques enfoncées dans le sol. L'objectif est de programmer des séquences d'injection qui utilisent les différentes configurations des électrodes ABMN comme quadripôles (Tableau II.3).

Configuration des électrodes		K
Wenner	$A \overset{a}{\leftrightarrow} M \overset{a}{\leftrightarrow} N \overset{a}{\leftrightarrow} B$	$2\pi \times a$
Wenner-Schlumberger	$A \overset{na}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\leftrightarrow} N \overset{na}{\longleftrightarrow} B$	$\pi \times n(n+1)a$
Dipôle-Dipôle	$A \overset{a}{\leftrightarrow} B \overset{na}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\leftrightarrow} N$	$\pi \times n(n+1)(n+2)a$
Pôle-Pôle	$A \overset{x}{<\!\!-\!\!-\!\!>} M \overset{a}{\leftrightarrow} N \overset{x}{<\!\!-\!\!-\!\!>} B$	$2\pi \times a$
Pôle-Dipôle	$A \overset{na}{\longleftrightarrow} M \overset{a}{\leftrightarrow} N$	$2\pi \times n(n+1)a$

Tableau II.3 : Types de configuration des électrodes pour la prospection géoélectrique. K facteur géométrique dépendant de la configuration des électrodes ; A, B, M et N les 4 électrodes, a l'espacement des électrodes ; n un facteur d'espacement et x la distance à l'infini pour le dispositif pôle – pôle (Gallier, 2011).

Les dispositifs utilisés pour ce travail sont de type Wenner et sont composés de 24 ou 48 électrodes. Le résistivimètre utilisé est un Syscal R1+ avec un switch pour programmer et gérer les injections de courant jusqu'à 72 électrodes pour un espace maximum de 5 m entre électrodes. Les séquences sont d'abord créées puis téléchargées dans l'appareil SYSCAL via le logiciel ELECTRE II qui va permettre de choisir le type de dispositif et sa configuration.

Quand les mesures sont finies, les données sont récupérées et téléchargées sur un ordinateur équipé d'un logiciel PROSYS afin de changer les formats des acquisitions. Ces dernières sont ensuite traitées et inversées par un logiciel RES2DINV qui au final permet de visualiser les panneaux de résistivité. Les résultats sont présentés sous forme de trois sections superposées :

- la section de mesures brutes ;
- une section reconstruite par calcul inverse ;
- et une section brute recalculée à partir de la seconde.

Le programme nécessite généralement seulement trois essais successifs pour caler correctement la section brute recalculée sur la section d'origine. Les couples résistivités-profondeurs ainsi calculés sont représentatifs de la structure du sous-sol mais sont toujours des couples de résistivités-profondeurs apparentes.

A un dispositif long correspond une profondeur d'investigation accrue mais une couche de surface qui reste au-dessus du champ de mesure. Un dispositif court réduit l'investigation en profondeur mais également la couche de surface non comprise dans les résultats.

Au cours de cette thèse, la tomographie électrique a essentiellement été utilisée pour les prospections dans le marais poitevin. 5 types de séquences ont été choisis :

- Des dispositifs de 24 ou 48 électrodes pour un espacement entre électrodes de 10 cm. La profondeur d'investigation est d'environ 70 cm pour les 24 électrodes et de 120 cm pour les 48 électrodes. La première ligne de mesure se situe à 10 cm de profondeur. Le but est de caractériser la partie superficielle des sols et l'avancement du front de dessiccation de surface. Les mesures restent essentiellement dans la partie superficielle du Bri à l'état solide.
- Un dispositif de 24 électrodes pour un espacement de 2 m. La profondeur d'investigation est d'environ 9 m. La première ligne de mesure se situe à 40 cm de profondeur.

  Le second dispositif est utilisé pour établir la structure d'ensemble du Bri : profil vertical à état solide sur état plastique à liquide et les variations éventuelles de salinité de nappe (Figure II.13).

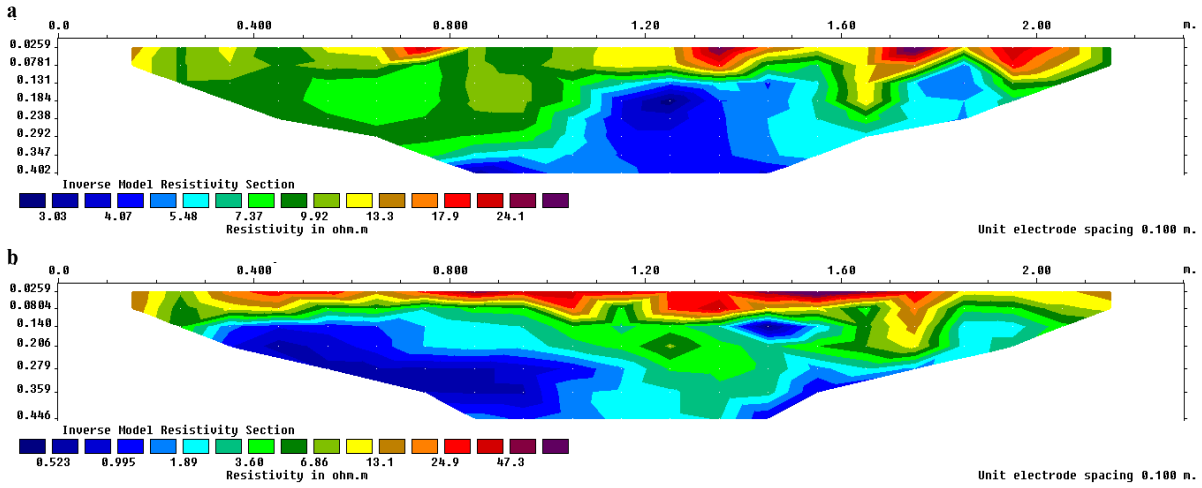


Figure II.13 : Exemple de profil géo-électrique de 24 électrodes pour l'année 2013: a - sur le site A7 (culture drainée) et b – sur le site L3 (prairie non drainée).

III. EVOLUTIONS PROFILS HYDRIQUES ET SALINITE DES SOLS DU MARAIS DE ROCHEFORT (SITE EXPERIMENTAL DE L'INRA DE ST LAURENT DE LA PREE)

Les relations entre structures et propriétés hydromécaniques des sols des marais ont été déjà établis au cours les deux thèses de Bernard (2006) et Gallier (2011). La continuité de ces travaux sur le site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée permet, dans un premier temps, de compléter les données et d'en comparer les évolutions 2011-2015 à celles des années précédentes face aux évolutions météorologiques et à l'occupation culturale (rotation de culture) sur les mêmes territoires. En plus des mesures des paramètres mécaniques et propriétés physiques du sol sur ces territoires, des campagnes de mesures tensiométriques y ont été réalisées de 2011 à 2015. Suivant les années, les parcelles suivies ont été :

- la parcelle L3 en prairie non drainée (site INRA) suivie de 2011 à 2014
- la parcelle E2 cultivée (tournesol) et drainée par des drains enterrés à 1 m de profondeur et espacés tous les 10 m (site INRA) suivie 2011
- la parcelle Salgues cultivée (blé, maïs) drainée par des drains enterrés à 1 m de profondeur et espacés tous les 10 m, suivie 2011 (blé) et 2012 (maïs)
- les parcelles A7 (site INRA) cultivées, en 2013 maïs drainée par des drains enterrés à 1 m de profondeur et espacés tous les 10 m en A7-10m et espacés tous les 20 m en A7-20m.

Les investigations comprennent :

- Suivi des niveaux piézométriques sur chaque site,
- Prélèvements de profils d'échantillons de sol via la tarière à main jusqu'à 1 m de profondeur, pour les mesures de teneur en eau, $CE_{1/5}$ et pH.
- Suivi des données climatiques via la station météo de l'INRA à St Laurent de la Prée,
- Suivi des potentiels de l'eau via des mesures tensiométriques par bougies poreuses.

En plus de ces investigations, des suivis des développements physiologiques des végétaux ont été faits à différents stades de développement jusqu'à la sénescence. A partir des données météorologiques et des évolutions des coefficients de culture, les profils de réserve utile (RU) ont été calculés. Ils ont été suivis par le calcul des profils de réserve utile résiduelle disponible au niveau des systèmes racinaires.

III.1. Résultats préliminaires : courbe de retrait - compaction - chemins d'états

Une partie préliminaire a été focalisée:

- (1) sur les différents états d'hydratations correspondant aux températures de séchage 60°C et 105°C. La température de 60°C est fréquemment utilisée pour les préparations d'échantillons alors que la température de 105°C permet de mesurer la teneur en eau "définitive".

- (2) sur la comparaison courbe de retrait - courbe de compaction par essai Proctor. Ce dernier permet de suivre la structure et état de saturation du sol après compactage normalisé et d'associer les Indices de Portance Immédiat (IPI) aux différentes teneurs en eau de

compactage, soit un équivalent de résistance au piétinement du bétail et/ou de l'impact des engins agricoles.

III.1.1. Comparaison des méthodes de calcul de la teneur en eau : W_{60} - W_{105}

Afin de suivre l'évolution du fonctionnement des marais face aux évolutions des profils structuraux du sol (Bri) et à leurs occupations, des suivis dans le temps ont été réalisé de 2011 à 2015.

En 2011, 3 sites ont été étudiés pour suivre les évolutions des profils de teneur en eau (W), conductivité électrique 1/5 ($CE_{1/5}$), salinité et pH du sol. Ces suivis ont été couplés à des mesures tensiométriques via des bougies poreuses de manière à suivre l'évolution des pressions de succion dans le sol face aux cycles saisonniers et face au cycle croissance-sénescence des plantes cultivés. Les 3 sites étudiés en 2011 correspondent à :

- une parcelle (L3) conservée en prairie depuis 1962 qui appartienne à l'INRA de St Laurent de la Prée. C'est une parcelle non drainée.
- une parcelle cultivée en tournesol (E2) qui appartient à l'INRA de St Laurent de la Prée. Cette parcelle est drainée par des drains enterrés à 1 m de profondeur. Les drains sont espacés tous les dix mètres.
- une grande parcelle cultivée en blé subdivisée en 3 sites (S2, S3 et S4) qui appartient à un agriculteur Mr. Salgues. Pour la suite de l'étude, cette dernière est dénommée Salgues, elle s'étend du contact avec le coteau calcaire en partie Ouest vers du Bri de plus en plus épais en partie Est. Cette parcelle est également drainée par des drains enterrés à 1 m de profondeur et espacés de dix mètres.

Les prélèvements d'échantillons ont été effectués de la surface à 1,00 m de profondeur par pas de 10 cm, à différentes dates, de manière à suivre les relations, profils de teneur en eau, microstructure et salinité du sol du printemps à l'automne pour les différents types de culture.

A- En prairie (L3)

Sur la parcelle L3 deux placettes L3-A et L3-B ont été testées respectivement jusqu'à 80 cm et 60cm de profondeur (Figure III.1).

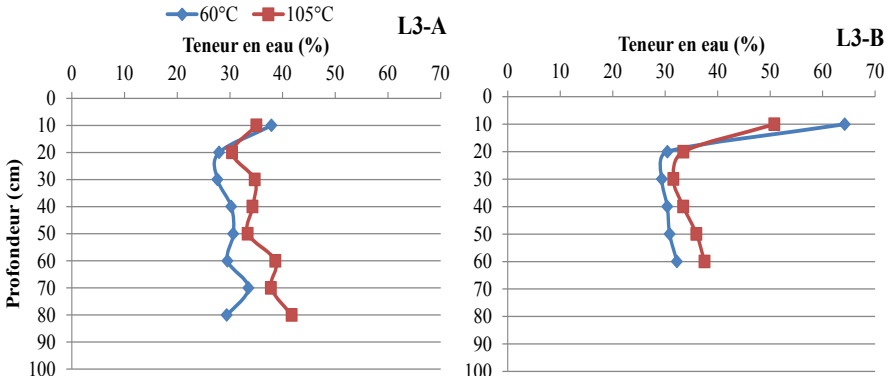


Figure III.1 : Profils de teneur en eau à 60°C et à 105°C sur les sites L3-A et L3-B.

Dans les deux profils, les teneurs en eau augmentent avec la profondeur à partir de 20 cm. Les teneurs en eau élevées mesurées à 10 cm résultent de pluies ponctuelles et de la faible

perméabilité du Bri sous-jacent. Les teneurs en eau calculées à partir des dessiccations à 105°C sont évidemment supérieurs à celles calculées pour 60°C.

B- Parcelle Salgues cultivée en blé (S2, S3, S4)

Les mesures de la teneur en eau à 60°C et à 105°C ont également été réalisées le 07/04/2011 sur la parcelle Salgues cultivée en blé (sites S2, S3, S4 avec deux placettes A et B par site (Figure III.2). Les profils de teneur en eau ont été mesuré jusqu'à 100 cm de profondeur sur les placettes A et à 60cm sur les placettes B. Les évolutions générales d'augmentation des teneurs en eau avec la profondeur sont atténuées par l'efficacité du drainage installé à 1.00 m de profondeur. L'anomalie de teneurs en eau ponctuellement très élevées en surface n'existe pas dans ces parcelles cultivées à sols fracturés et structurés dès la surface par le travail du sol. L'effet de la dessiccation à 105°C est cohérent, il accroit les teneurs en eau calculées par rapport au séchage à 60°C.

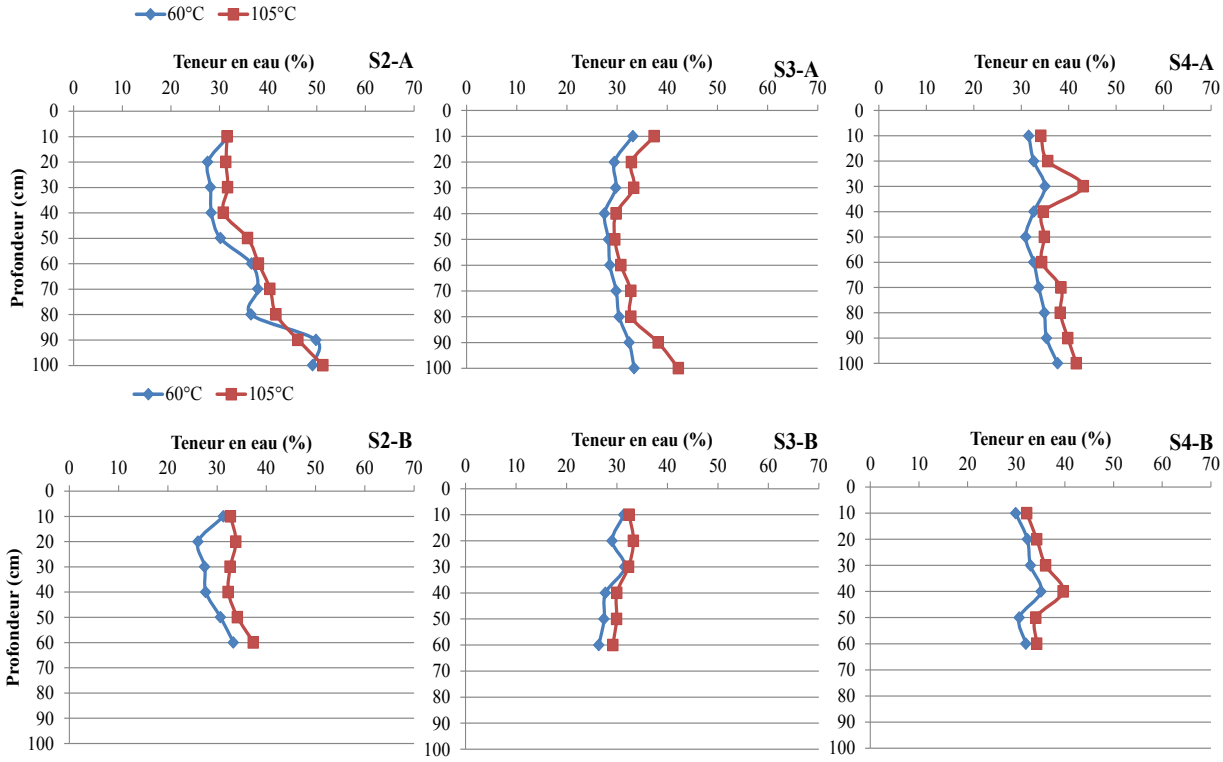


Figure III.2 : Profils de teneur en eau à 60°C et à 105°C sur les sites A et B.

De manière générale les différences entre les teneurs en eau mesurées à 60°C (W_{60}) et celles mesurées à 105 °C (W_{105}) restent inférieures à 5%. Elles devraient être proportionnelles à la teneur en eau réelle. En fait représentées dans un diagramme W_{105} en fonction de W_{60} la tendance de "proportionnalité" est bien respectée mais avec un écart type important (Figure III.3):

$$W_{105} = 1{,}10\ W_{60} \text{ avec un } R^2 = 0{,}92 \qquad \text{Eq.III.1}$$

La courbe de tendance de type droite ne montre par contre aucune cinétique de dessiccation entre faibles et fortes teneurs en eau.

Cet aspect cinétique peut être traduit par une courbe de tendance de type polynôme du second degré, avec un R^2 légèrement supérieur (Figure III.3):

$$W_{105} = -0{,}06\ (W_{60})^2 + 1{,}30 W_{60} \quad \text{avec un } R^2 = 0{,}94 \qquad \text{Eq.III.2}$$

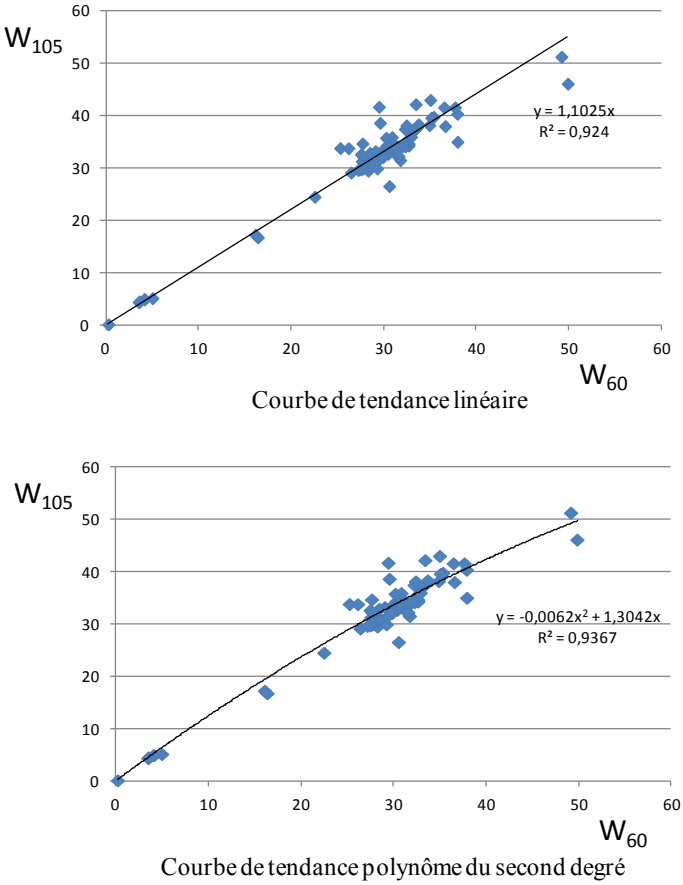


Figure III.3 : Relation entre les teneurs en eau mesurées à 105°C et celles mesurées à 60°C.

C- Conclusion sur différences entre W_{60} et W_{105}

Les deux relations obtenues permettraient d'extrapoler les W_{105} à partir de W_{60}. La relation linéaire permet de les recalculer simplement par une augmentation de 10%. *In situ*, les formes des profils de teneur en eau restent semblables qu'elles soient mesurées à 60°C ou 105°C.

Pour les travaux qui suivent, on a utilisé la mesure de la teneur en eau à 105°C pour calculer les profils de salinité et les profils de réserve utile de ces sols de marais.

Dans ces territoires de marais, qui résultent de la conquête des sédiments fluvio-marin, les niveaux de nappes résultent de la "poldérisation". Comme cela a été précisé précédemment, soit par simple dessiccation et rabattement progressif de la nappe du Bri, soit accéléré et accentué par le drainage. Dans le premier cas le niveau de nappe reste très proche de la surface, souvent moins de 1 m de profondeur. Dans le second cas, la profondeur des drains enterrés est voisine de 1 m de profondeur. Ces faibles profondeurs de nappe ajoutées à la texture très fines des sédiments suggèrent des remontées capillaires potentielles jusqu'à la

surface, que ce soit en parcelle drainées ou non drainées (Schmidhalter et Oertli, 1989; Terzaghi et Peck; 1967; Giesel et al, 1972; Hansbo, 1975).

Dans un premier temps, les relations profils structuraux - profils hydriques vont être gouvernées par la compétition entre l'approfondissement (descente) du front de dessiccation en cours de saison et les remontées capillaires. La descente du front de dessiccation est gouvernée à la fois par les conditions atmosphériques en période estivale et par le couple croissance racinaire - consommation en eau des plantes. C'est le bilan d'évapotranspiration; pluviométrie moins ETP ou ETM. Par rapport à l'évolution des profils hydriques, les remontées capillaires peuvent être caractérisées par une hauteur d'ascension et par des vitesses de remontées capillaires qui dépendent initialement de la texture de la matrice constitutive du sol ou des sédiments.

Dans un deuxième temps, aussi bien en prairies (non drainées) qu'en parcelles cultivées (drainées), un effet mécanique de compaction des sols peut s'appliquer sur les profils structuraux des sols ; soit le piétinement du bétail en prairie soit l'effet du labour en culture.

En préliminaire à tous les résultats acquis *in situ* pendant les saisons 2011 à 2015, le présent document présente :

- un rappel sur les mécanismes de remontées capillaires appliqué au Bri des marais de l'ouest,
- un rappel sur les chemins d'état du matériau argileux.

III.1.2. Rappel sur les mécanismes de remontées capillaires et sur les chemins d'états du matériau argileux

III.1.2.a. Mécanisme de remontée capillaire au sein du Bri.

Les remontées capillaires sont dues à l'existence de tensions superficielles aux interfaces entre fluide et phase solide. L'analogie est généralement présentée avec un tube de verre dans lequel la hauteur de remontée est inversement proportionnelle au diamètre du tube, c'est la loi de Jurin:

$$Hc = \frac{-4T}{\rho w\, g\, d} \qquad \text{Eq.III.3}$$

avec Hc la hauteur de la remontée, T la tension capillaire, ρ_W la masse volumique du fluide, g l'accélération de la pesanteur et d le diamètre du tube.

A partir du niveau de nappe, la hauteur de remontée capillaire dans un sol suit la même loi générale. La différence tient essentiellement à la texture et à la microstructure du sol. Dans notre cas le fluide est l'eau (à différente salinité), la paroi solide est constituée par les faces des minéraux (phyllosilicates dominants) et le diamètre du tube est remplacé par le réseau de porosité inter grains. Néanmoins deux niveaux de remontée capillaire doivent être considérés :

- le niveau situé directement au contact de la nappe qui est saturé par les remontées capillaires d'eau,
- un niveau supérieur, atteint par les remontées capillaires mais non saturé.

Terzaghi et Peck (1967), en considérant que la dimension des pores du sol est proportionnelle au d10, ont déterminé empiriquement la hauteur de remontée capillaire de la zone saturée (Hs) qui repose sur la nappe, à partir de :

$$Hs = \frac{C}{e\ d10} \qquad \text{Eq.III.4}$$

avec e l'indice des vides, (Hs et d10 en mm), C est une constante entre 10 et 50 mm^2. d10 = diamètre correspondant à 10% de passant.

Pour des sols argileux à limoneux, ce calcul suggère des hauteurs de remontées capillaires comprises entre 1,5 et 12 m (Tableau III.1).

	Terzaghi et Peck, 1967	Hansbo, 1975	
Type de sol		Etat lâche	Etat compact
Sable grossier /graviers	0,01 - 0,05	0,03 - 0,12	0,04 - 0,15
Sable moyen	0,1 - 1	0,12 - 0,50	0,35 - 1,10
Sable fin		0,3 - 2	0,4 - 3,5
silt	2 - 10	1,5 - 10	2,5 - 12
argile	10 - 30	> 10	> 10

Tableau III.1 : Hauteur de remontées capillaires en mètres, calculées d'après Terzaghi et Peck (1967) et Hansbo (1975) pour différents types de sol

Les mêmes auteurs ont calculé la hauteur de la zone non saturée (Hns) correspondant aux remontées capillaires (superposée à la zone saturée) à partir de :

$$Hns = \frac{C}{e\ d60} \qquad \text{Eq.III.5}$$

avec e l'indice des vides, (Hns et d10 en mm), d60 = diamètre correspondant à 60% de passant.

En considérant des valeurs moyennes de d10 et d60 respectivement égales à 2 et 5µm (Bernard, 2006) et des indices des vides compris entre 0,5 (limite de retrait, Wr=20%), 1,0 (limite de plasticité, Wp = 40%) et 1,5 (proche de la limite de liquidité, Wl=70%) les hauteurs minimums (C=10) de remontées capillaires qui constituent la zone saturée (directement sur la nappe) puis la zone non saturée "perchée" sur la zone saturée sont respectivement de 10 à 3,30 m et 4,0 à 1,30 m (Tableau III.2).

	Hauteur frange capillaire		
e	Zone saturée	Zone non saturée	Cumul à W constant
0,5 (e_{Wr})	10	4	14
1,0 (e_{Wp})	5	2	7
1,5 (e_{Wl})	3,3	1,3	4,6

Tableau III.2 : Hauteur de remontées capillaires (minimales) en mètres, calculées à partir de l'équation empirique de Terzaghi et Peck (1967) pour les indices des vides correspondants aux microstructures des états limite de liquidité (Wl), limite de plasticité (Wp) et limite de retrait (Wr).

Les profils de teneur en eau mesurés sur ces territoires de marais ont toujours montré une augmentation des teneurs en eau de la surface vers la profondeur qui est cohérente avec le mécanisme de remontée capillaire et les faibles profondeurs de nappe. A ces profils hydriques de type Wr - Wp - Wl correspondent des profils structuraux de type e_{Wr} - e_{Wp} - e_{Wl} qui traduisent la courbe de retrait du matériau argileux. Par rapport à la hauteur des remontées capillaires correspondant aux différents états structuraux (e_{Wr} - e_{Wp} - e_{Wl} ; Tableau III.2), une hauteur totale de remontée est associée au profil de dessiccation. Le phénomène de retrait diminue la taille des pores inter-particules argileuse lorsqu'on se rapproche de la surface, en conséquence les hauteurs de remontée sont accentuées par le phénomène de retrait vers la surface. La hauteur de remontée capillaire peut être finalement définie comme une vitesse d'ascension gouvernée par la profondeur de la nappe et par le potentiel matriciel associé à la texture (microstructure du sol) du sol.
A partir de ces estimations empiriques, pour nos structures de sol argileux (Bri) les remontées capillaires, pour des profondeurs de nappes inférieures à 1,5 m, atteignent la surface, que ce soit pour la zone saturée et/ou pour le cumul zone saturée + zone non saturée. L'étude des évolutions des profils de teneurs en eau et des profils de réserves utiles est associée au phénomène de compétition entre descente du front de dessiccation et remontées capillaires (Figure III.4; III.5).

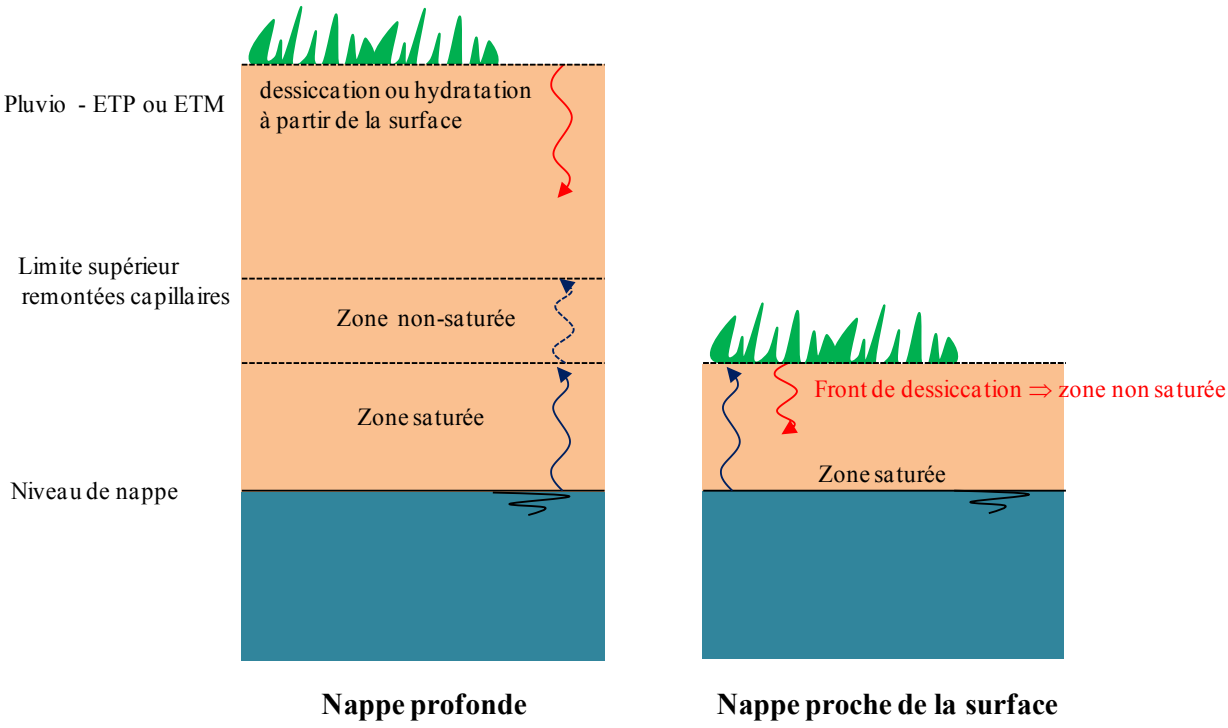


Figure III.4 : Représentation schématique des fronts opposés de remontées capillaires issues de la nappe et de dessiccation issu de la surface dans le cas d'une nappe profonde et dans le cas d'une nappe proche de la surface de type marais côtiers.

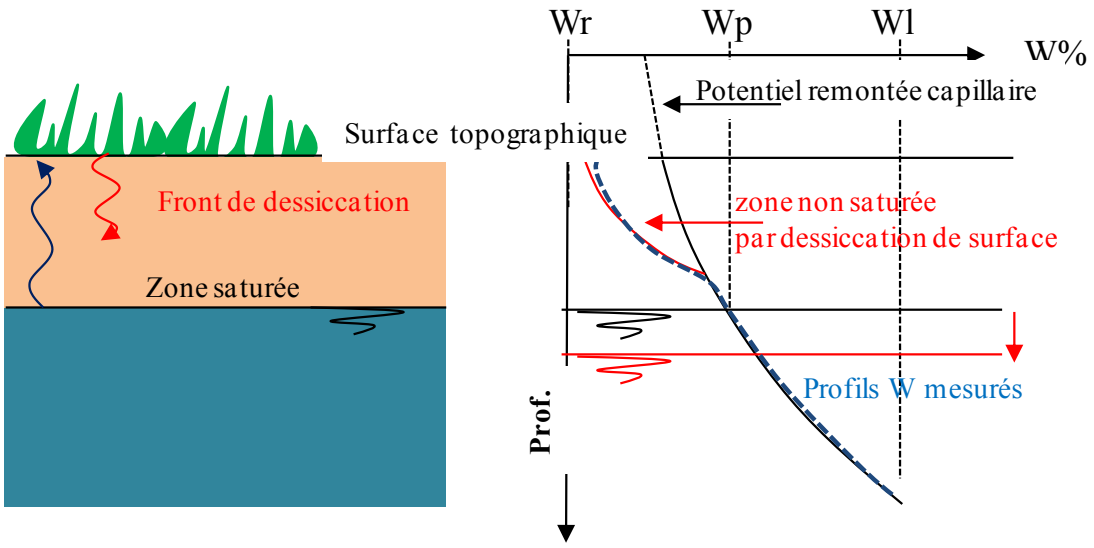


Figure III.5 : Représentation schématique de l'évolution des profils de teneur en eau prévisibles dans les marais à partir d'un profil de sol initialement saturé par les remontées capillaires issues de la nappe proche de la surface.

Cette compétition est également associée aux vitesses d'ascensions capillaires (flux, cm/j) qui évoluent en fonction de la microporosité du matériau, rapide pour les diamètres de porosité élevée et lente pour les diamètres étroits. D'autre part en se basant sur la loi de Darcy,

$$q = K(h)\frac{dH}{dz} \qquad \text{Eq.III.6}$$

avec q le flux (cm/j), K(h) la conductivité hydrique, dH/dz le gradient hydrique,

Il est possible de calculer la remontée capillaire. Schmidhalter et Oertli (1989) montrent que dans un sol silteux une tension de 315 cm CE (315 mbar) suffisent à fournir 0,1 cm d'eau par jour en surface lorsque le niveau de nappe est à 2,50m, pour une nappe à 1 m de profondeur une tension de 100 cm d'eau est suffisante pour le même apport en eau et réciproquement une tension de 315 cm CE remonte plus de 2 cm d'eau par jour. Pour un sol limoneux sableux comparable au Bri et pour un potentiel matriciel de 200 mbar les ordres de grandeurs sont (Figure III.6 et III.7; Schmidhater et Oertli, 1989):

- 2,7 cm/jour pour un niveau de nappe à 0,50 m
- 0,7 cm/jour pour un niveau de nappe à 1 m
- et devient nul à partir d'une profondeur de nappe de 1,50 m.

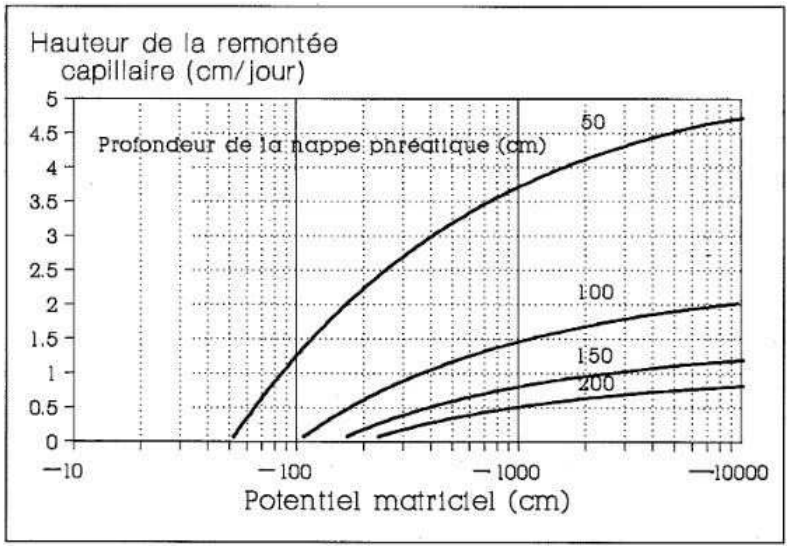


Figure III.6 : Hauteur de la remontée capillaire dans un sol silteux, en fonction de la profondeur de la nappe phréatique et de la tension (D'après Schmidhalter et Oertli, 1989).

Sur le même type de sol, et pour une tension de 200 mbar, la hauteur de remontée capillaire peut atteindre environ 80 cm pour une vitesse (ou taux) de remontée de 2,7 cm/jour, il peut atteindre 2,20 m environ pour une vitesse de remontée de 0,7 cm/jour.

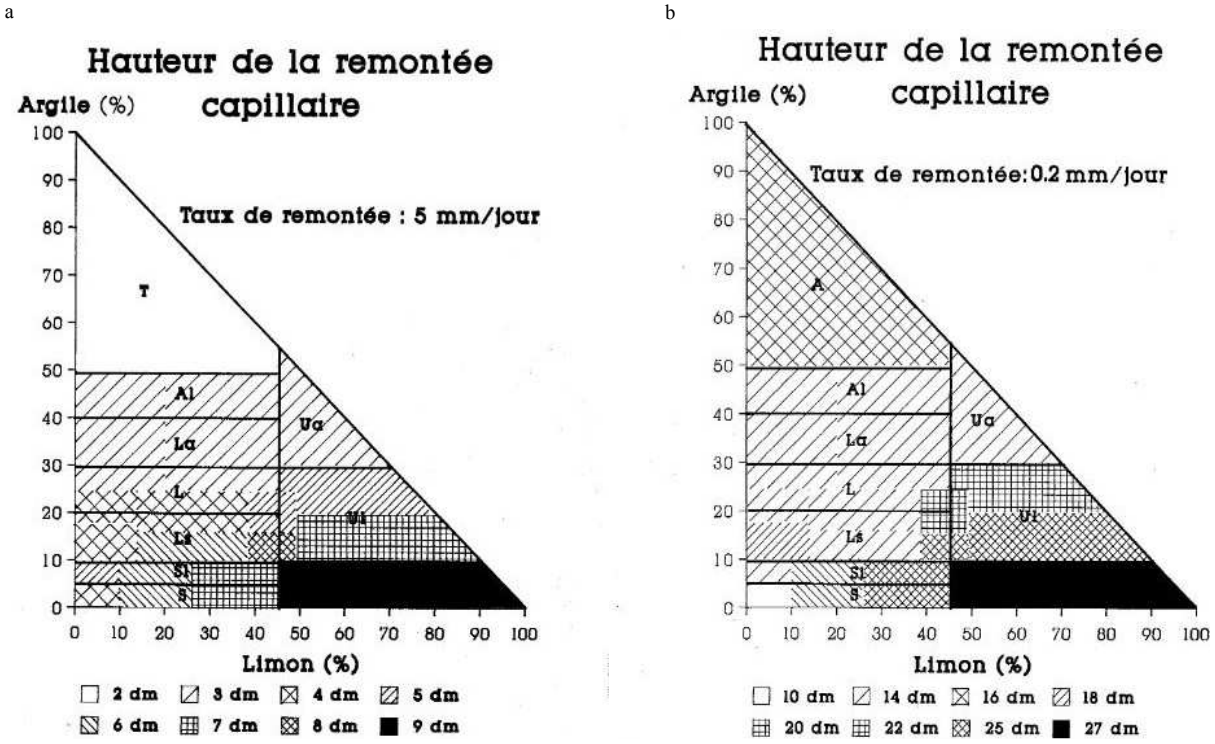


Figure III.7 : Relation entre la hauteur de la remontée capillaire (en décimètre dm) et le type de sol, a- pour un taux de remontée de 5 mm d'eau par jour, b- pour un taux de remontée de 0.2 mm d'eau par jour. La répartition des sols est établie selon le triangle Suisse des textures (D'après Schmidhalter et Oertli, 1989). A = sol argileux, AL = argile limoneuse, La = limon argileux, L = limon, SL = sable limoneux, S = sable, Ua = silt argileux, Ul = silt limoneux, U = silt

Pour des sols limono-argileux, la remontée capillaire est gouvernée par le volume des pores et par conséquent par l'état microstructural de la matrice argileuse. Une augmentation de densité de tassement, diminue la porosité et la hauteur de remonté (Giesel et al, 1972). La texture limono - argileuse du Bri devrait permettre des hauteurs de remontée capillaire de 90cm pour un taux de remontée de 5mm/jour et 2,70 m pour un taux de remontée de 0,4mm/jour.

Finalement la hauteur de remontée capillaire et le flux d'eau apporté en surface est dépendant de la profondeur de la nappe, du gradient de tension et de la microstructure de la matrice minérale. Dans le cas de nos sols de marais l'évolution des profils structuraux des sols vers une fermeture de porosité en surface augmente progressivement les hauteurs de remontées capillaires mais avec des flux de plus en plus faibles en surface qui sont plus facilement annihilés par le front de dessiccation.

Dans cette étude des évolutions des profils hydriques et des profils de RU et notamment des profils de RU utilisable par les plantes, il est intéressant de localiser la limite de saturation du sol, soit la limite sol saturé (en profondeur) et de la zone vadose en surface. Ensuite il est peut être intéressant de quantifier la proportion d'évapotranspiration supplée par la zone saturée (Ground Water évapotranspiration; GWET) et la proportion d'évapotranspiration supplée par la zone vadose (VZET). Cette limite zone saturée - zone non saturée et le ratio "GWET - VZET" ou GWET / ETP) sont évidemment en partie contrôlés par la profondeur de nappe (Shah et al., 2007; Figure III.8).

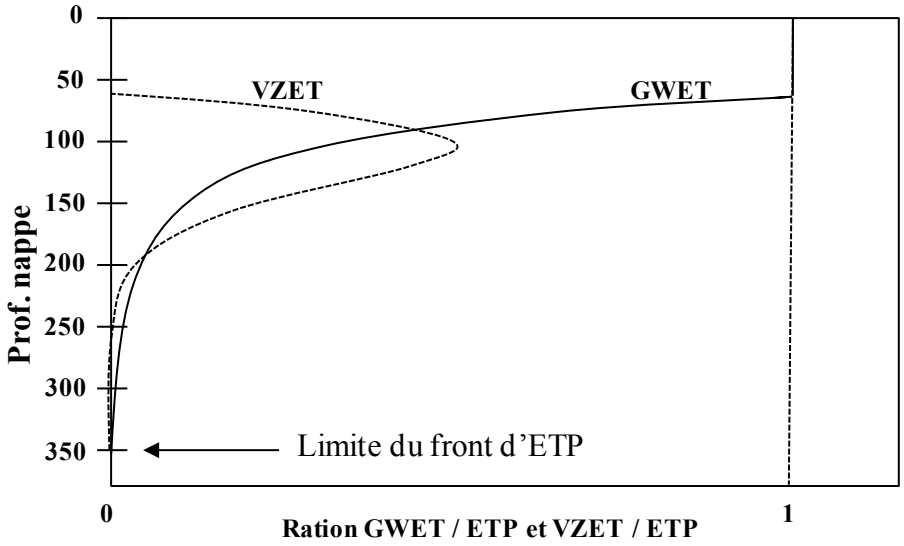


Figure III.8 : Représentation schématique de la répartition entre évapotranspiration supplée par les remontées capillaires en zone saturée (GWET) et l'évapotranspiration supplée par l'eau disponible en zone non saturée (VZET), d'après Shah et al., 2007.

La limite d'interaction du front d'ETP est fonction des flux (vitesses d'ascension de l'eau capillaire) et des hauteurs de remontées. Pour une prairie, si dans les sols sableux elle est voisine de 1,50 m, pour les sols limono-argileux elle descend vers 4,3 m (Shah et al., 2007).

Cette étude préliminaire montre que toute la zone comprise entre la surface topographique et la surface de la nappe du Bri est concernée par les bilans ETP - remontées capillaires.

III.1.2.b. Chemins d'état de la matrice argileuse, profils de teneur en eau (W_{105}), compactage Proctor, densités, indice de saturation

Par rapport à l'utilisation des sols de marais aussi bien en prairie pour les territoires non drainés que pour les cultures en parcelles drainées, les profils structuraux sont impactés par les gradients hydriques qui viennent d'être décrits et par les tassements éventuels causées par les contraintes de surfaces de type piétinement et passage d'engins. Dans l'optique de l'étude des chemins d'état de nos sols, une des méthodes a été de comparer les évolutions de microstructure du matériau soumis à un compactage Proctor et sa courbe de retrait. Sur le diagramme Proctor, la courbe de retrait est représentée par des profils de densité humide et de densité sèche calculés à partir des profils de teneur en eau mesurés en L3, E2 et sur la parcelle Salgues en S2, S3 et S4. La transformation teneur en eau - densité est effectuée via la courbe de retrait de la matrice argileuse constituant le Bri avec une densité réelle moyenne des particules égale à 2,58 mesurées au pycnomètre (Figures I.14 à I.16).

A- Chemins d'états

L'ensemble des profils de teneur en eau et couples W/e sont localisés sur la courbe de retrait déjà définie e = W ρs. Les densités humides et sèches calculées peuvent être représentés dans le diagramme densité (ρh et ρd) / W (Figure III.9). Les deux courbes obtenues sont décalées en accord avec le calcul:

$$\rho d = \rho h /(1+W) \qquad \text{Eq.III.7}$$

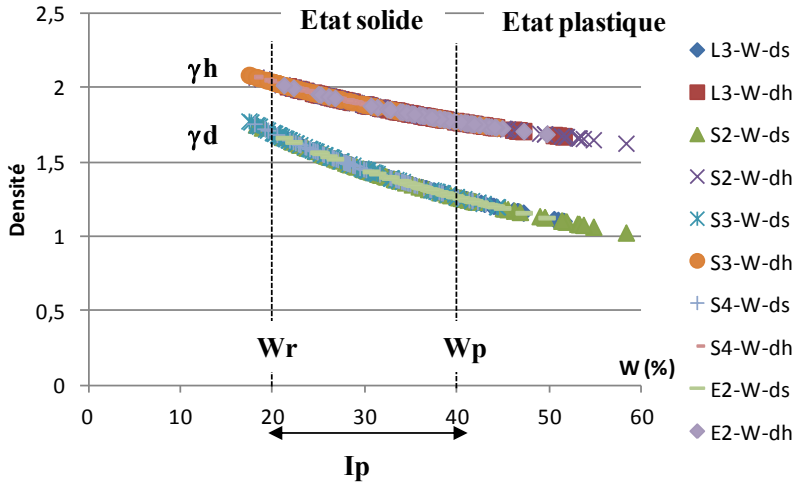


Figure III.9 : Représentation des profils de teneurs en eau mesurées en 2011 en prairie L3, culture drainée E2 et S2, S3, S4.

Les relations structure (ou microstructure) de matrice - propriétés hydro-mécaniques ont déjà été représentées dans les diagrammes croisés W-e-Qd-K, W-e-C-K avec Qd la résistance à la pointe mesurée au pénétromètre PANDA, C la cohésion mesurée au scissomètre de chantier et K la conductivité hydraulique (Figures I.20; Bernard, 2006 ; Gallier, 2011). Les relations les plus simples qui ont été mises en évidences entre la courbe de retrait et les résistances Qd et C sont de type loi puissance :

$$Qd = (e/A)^{1/b} \quad \text{Eq.III.8}$$

$$C = (e/A')^{1/b'} \quad \text{Eq.III.9}$$

avec e l'indice des vides, A et b les paramètres à déterminer.

Des relations entre la conductivité hydraulique et la microstructure ont été mises en évidence:

- par calcul théorique (Kozeny-Carman) associé à une quantification des arrangements particulaires des matrices par observation en microscopie optique et analyses d'images (Kkc; Dudoignon et al., 2004)

- par mesures de compressibilité à l'oedomètre sur échantillon initial intact (Koe; Bernard, 2006 ; Gallier et al., 2012).

Ces évolutions microstructure - propriétés hydromécaniques peuvent également être représentées dans un diagramme croisé densité de matrice (ρh et ρd) - Qd, C et ou K. Ces relations ont permis de calculer le retrait et le tassement des sols (matrice hors fracturation) face au phénomène d'approfondissement du front de dessiccation. Les conséquences de ces évolutions de microstructure de la matrice argileuse sont directes :

- sur les transferts des eaux de la surface vers la profondeur et les lixiviations éventuels de surface par les eaux de pluies,

- sur les stagnations locales d'eau en surface à cause de la trop faible perméabilité des sols compactés,

- mais également des éventuelles remontées capillaires pour ces environnements caractérisés par des niveaux de nappes stabilisé près des niveaux de drains (1 m de profondeur) ou même moins en prairies non drainées.

Le parallèle entre les effets de la dessiccation et ceux dus à la compression ont déjà été décrits (Biarez et al., 1987, 2002). Les évolutions des propriétés hydromécaniques des sols face à la compression peuvent également être décrites via un essai de compactage Proctor (Norme NF P 94-093). L'essai consiste à compacter le matériau argileux dans un moule métallique non déformable à énergie constante pour des teneurs en eaux croissantes. Les résultats sont représentés sous formes des courbes γh et γd en fonction de la teneur en eau. L'objectif, pour les travaux publics, est d'obtenir une compacité correspondant à la densité sèche maximale. Celle-ci est obtenue pour une teneur en eau appelée Wopn (teneur en eau à l'optimum Proctor normal). La courbe Proctor γd / W présente une pente ascendante des faibles teneurs en eau jusqu'à Wopn (côté "sec" de la courbe). La diminution de γd vers les faibles teneurs en eau est due à l'arrangement imparfait des particules, grains et mottes dans le milieu trop sec et peu "maniable". A l'inverse, après Wopn, la densité sèche diminue de nouveau vers les fortes teneurs en eau (côté "humide" de la courbe). Les particules sont noyées dans l'eau qui reste incompressible lors du compactage. Après dessiccation, la porosité initialement saturée en eau est remplie par l'air diminuant ainsi la densité sèche.

Chaque stade de compaction peut-être accompagné d'un essai de poinçonnement dit Indice de Portance Immédiat (IPI) ou Indice CBR. L'essai consiste à mesurer les résistances à l'enfoncement d'un piston lors d'un cycle d'enfoncements à 0,5 ; 1,0 ; 1,25 ; 2,0 ; 2,5 ; 5,0 ; 7,5 et 10,0 mm (Figure III.10). Les résultats sont donnés sous forme de courbes effort / enfoncement et sous forme d'indices IPI ou CBR calculés comme le maximum entre l'IPI calculé pour l'enfoncement à 2,5 mm ($IPI_{2,5}$) et l'IPI calculé pour l'enfoncement à 5,0 mm ($IPI_{5,0}$):

$IPI_{2,5}$ = Effort de pénétration à 2,5 mm d'enfoncement (kN) * 100 / 13,35

$IPI_{5,0}$ = Effort de pénétration à 5 mm d'enfoncement (kN) * 100 / 19,93

Les courbes Proctor en densité humide (γh) et densité sèche (γd) ont été obtenues sur le Bri provenant de St Laurent de la Prée. Les teneurs en eau de compactage s'étalent de 7,5% à 48,9%, soit de manière à encadrer la partie état solide du sol observé en surface sur les différents sites. Les deux courbes γh et γd montrent un optimum Proctor encadré par les côtés secs de densités 1,38 à 1,48 jusqu'à 1,48 et 1,88 pour γd et γh respectivement puis les côtés humides de 1,48 et 1,88 à 1,13 et 1,68 pour γd et γh respectivement. L'optimum Proctor se situe autour de 23,3% de teneur en eau avec la γd associée de 1,48. De fait, les sols qui constituent la couche superficielle à l'état solide, sur nos différents sites, se situent la partie descendante du côté humide de la courbe Proctor.

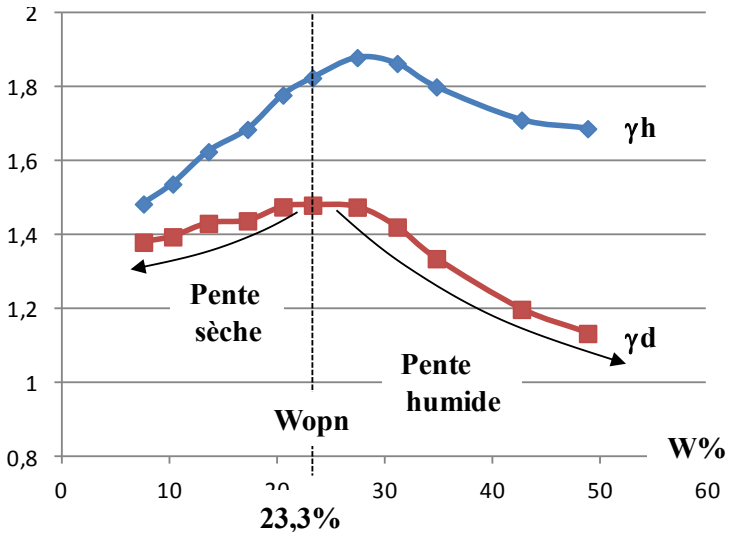


Figure III.10 : Courbes Proctor W-γh et γd obtenues sur le Bri de St Laurent de la Prée.

Du point de vue état de saturation, les calculs des courbes de γd pour des indices de saturation compris entre 100% et 20% montrent :

- la courbe de saturation à 100% est superposée à la pente humide de la courbe Proctor du Bri jusqu'à une limite inférieure de W de 27%. L'optimum Proctor obtenu à W=23% correspond à un indice de saturation de 80%. La limite de retrait Wr=20% correspond sur la courbe Proctor à 70% de saturation (Figure III.11).

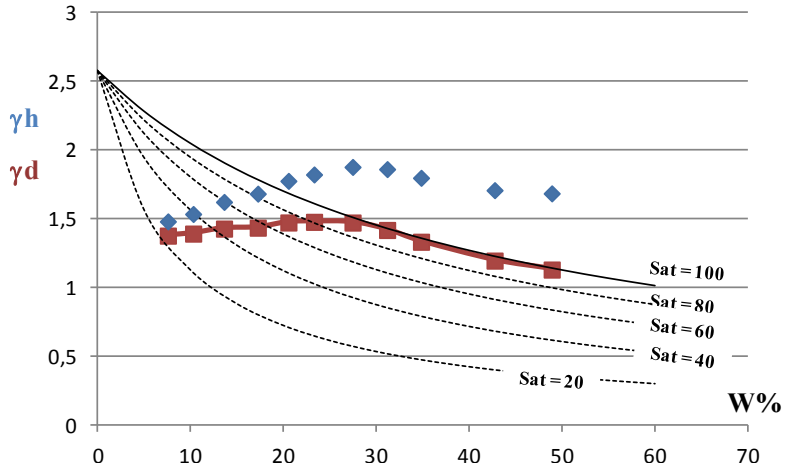


Figure III.11 : Indice de saturation et courbe (Proctor) de compaction du Bri.

Finalement, la question est de savoir si les profils de teneurs en eau / densités mesurées *in situ* sont cohérentes avec les courbes Proctor. Les courbes γh/ W et γd/W calculées pour les profils *in situ* ne sont théoriquement calées que sur la courbe de retrait de la matrice argileuse (Figure III.12). Ces courbes γh/ W et γd/W des profils *in situ* et celles de l'essai Proctor représentées dans le même diagramme montrent une parfaite superposition entre profils *in situ* et Proctor (compaction) au-delà de 27% de teneur en eau. La superposition correspond au domaine saturé de l'essai Proctor. La **droite de retrait** obtenue par la méthode géotechnique indique une limite de retrait (Wr) de 20%. Sur cette droite le domaine saturé "descend" jusqu'à la limite de retrait (Wr=20%). Le domaine non saturé n'y commence qu'avec le palier de volume ou indice des vides constants. Néanmoins cette droite simplifie et schématise la courbe de retrait obtenue par dessiccation point par point (Bernard, 2006; Gallier, 2011). **Cette courbe de retrait** s'infléchie à l'approche de la limite de retrait du fait de la flexibilité des particules argileuses. Elle fait apparaître un point d'entrée d'air au voisinage de W=27% (Figure III.12).

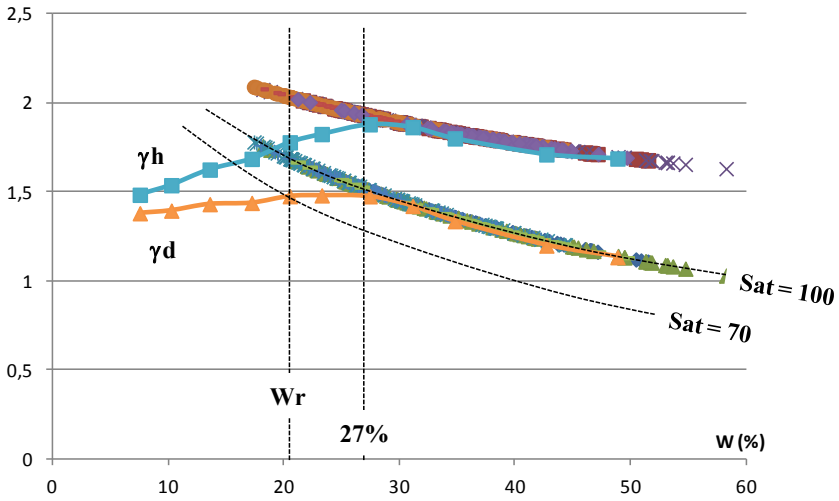


Figure III.12 : Superposition des profils W/densités, correspondant aux profils hydriques *in situ* et à la courbe de retrait (Figure I.14), sur les courbes Proctor.

Les différences entre les deux courbes de γd observées pour des valeurs de teneur en eau inférieurs à 27% sont dues à la différence de saturation (100% à 70%) soit :

- à des arrangements de microstructure de matrice différents. Cette dernière est plus compacte le long de la courbe de retrait et correspond à un arrangement plus "poussé" des particules argileuses entre elles.

- à la présence de méso à macroporosité dans la structure du Bri compacté au Proctor.

Finalement le Bri, avec un indice de plasticité (Wl - Wp) de 30%, peut être classé en sol A3 dans la classification GTR. Les profils hydriques des sols les placent dans les domaines sec (en surface) à très humides (en profondeur).

A l'échelle du réarrangement particulaire, la "continuité" du réarrangement vers les faibles teneurs en eau peut s'expliquer par de faibles cinétiques lors de la dessiccation et une augmentation très progressives des pressions de succion. A l'inverse l'apport d'énergie est très brutal lors du compactage.

A l'échelle méso-macroscopique, le compactage est effectué sur un matériau "broyé" et ré-humidifié progressivement. Pour les faibles teneurs en eau; l'arrangement des mottes millimétriques à centimétriques reste imparfait avec une porosité inter-mottes résiduelle. C'est cette perméabilité résiduelle qui permet la réhydratation *in situ* du matériau après compactage et par conséquent l'inadaptation des valeurs très élevées d'IPI aux matériaux compactés à trop faibles W%.

Les évolutions mécaniques du Bri compacté sont directement montrées par les essais IPI ou CBR (Tableau III.4). Les valeurs de l'IPI calculées, que ce soit pour les enfoncements de 2,5 ou 5,0 mm, décroissent avec les teneurs en eau. Néanmoins si ces valeurs de l'IPI sont bien représentatives du comportement mécanique du sol *in situ* dans le domaine correspondant à la pente humide qui est saturée, elles sont impropres à la caractérisation du comportement du sol *in situ* pour la pente sèche du matériau qui ne demande qu'à s'hydrater à la moindre pluie et à s'effondrer du point de vue résistance. Cette nuance entre partie sèche et partie humide est traduite par la validité des valeurs de l'IPI que dans le domaine 0,9 Wopn < W pour les sols argileux. Les courbes IPI ont été acquises pour les 11 points Proctor soit pour des teneurs en eau de compactage qui évoluent de 7,5% à 48,9 % (Figure III.13 et III.14).

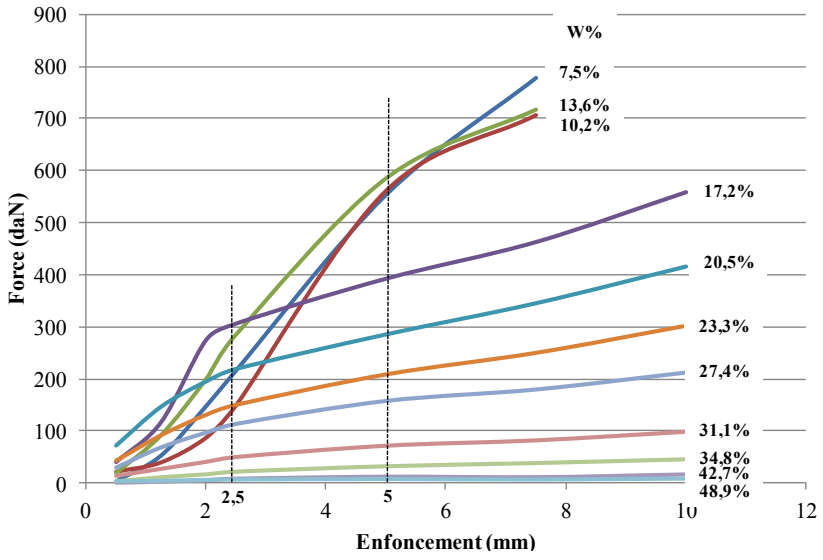


Figure III.13 : Courbes d'IPI obtenues pour chaque point Proctor, soit pour les teneurs en eau comprises entre 7,5 et 48,9%.

W%	7,50	10,22	13,55	17,19	20,49	23,26	27,41	31,14	34,79	42,72	48,88
IPI 2,5 mm	0,82	0,57	1,09	1,17	0,84	0,57	0,43	0,19	0,08	0,03	0,02
IPI 5 mm	1,41	1,43	1,49	1,00	0,73	0,53	0,40	0,18	0,08	0,03	0,02

Tableau III.4 : Récapitulatif des IPI calculés pour les enfoncements de 2,5 et 5 mm.

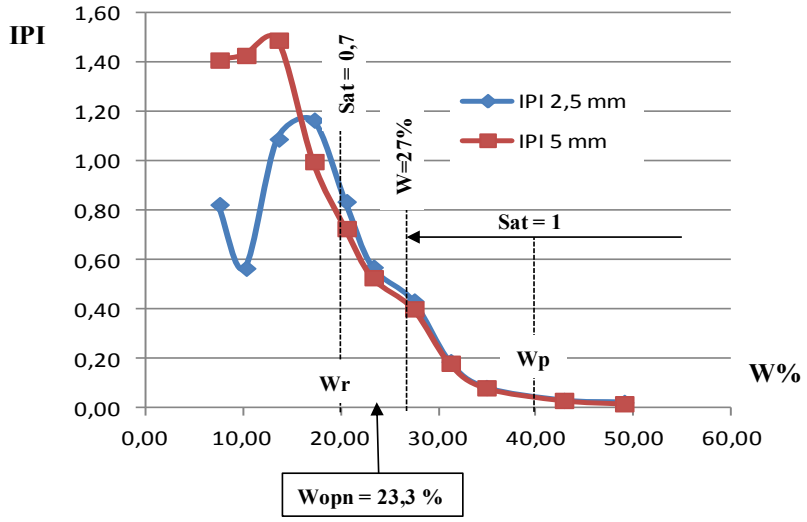


Figure III.14 : Evolution des valeurs de l'IPI à 2,5 et 5 mm en fonction de la teneur en eau (W%) de compactage.

Du point de vue état de saturation deux domaines existent, état non saturé pour les teneurs en eau < 27% (Sat = 0,7 pour Wr) et état saturé, pour les teneurs en eau ≥ 27% (Sat = 1). Du point de vue valeurs de l'IPI deux domaines apparaissent:

- celui de quasi superposition de $IPI_{2,5mm}$ et IPI_{5mm} au-dessus de Wr
- celui avec des différences marquées entre $IPI_{2,5mm}$ et IPI_{5mm}.

Dans le deuxième cas ces différences sont à associer au mauvais arrangement entre les « petits blocs » de Bri lors du compactage qui s'accroit avec les faibles teneurs en eau. Pour ces dernières l'augmentation des IPI_{5mm} par rapports aux $IPI_{2,5mm}$ traduit l'arrangement progressif de structure lors du poinçonnement (Figure III.15 et III.16).

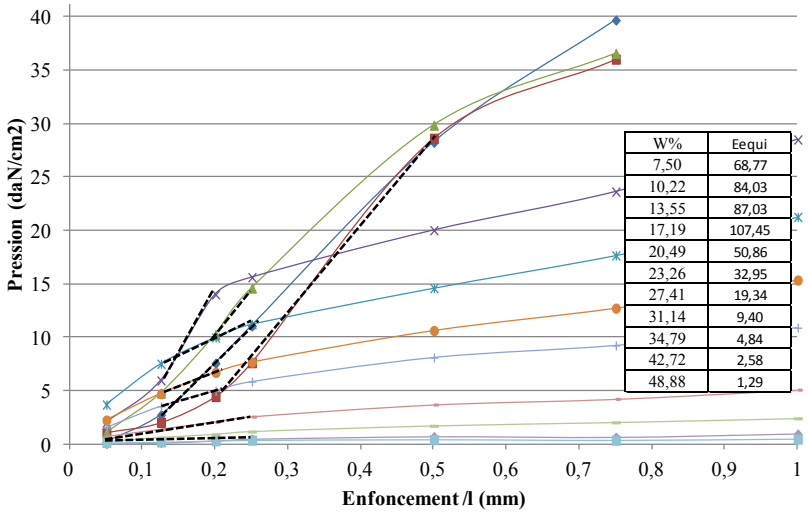


Figure III.15 : Zones de calcul des modules d'Young équivalent pour les différentes courbes IPI et tableau récapitulatif associé.

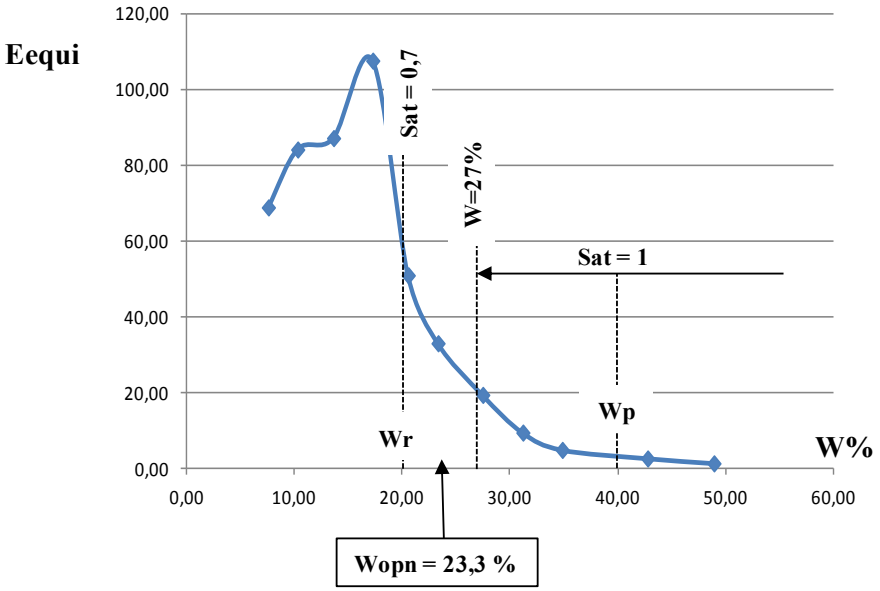


Figure III.16 : Evolution des modules d'Young équivalents (Eéqui) calculés pour les courbes IPI obtenues aux différentes teneurs en eau.

Conformément aux évolutions des IPI, ces modules d'Young équivalents traduisent l'évolution de l'état solide non saturé (W<27%), à l'état solide saturé (W≥27%), puis l'état plastique saturé (W> Wp).

Finalement la superposition courbe de retrait de matrice sur la courbe Proctor montre le réalisme de l'essai de compactage pour des teneurs en eau supérieures à 27%, qui sont le plus généralement mesurées sur le terrain. Cette superposition est cohérente avec une saturation de la matrice argileuse dans ce domaine. Les indices de portance du sol décroissent extrêmement rapidement avec les teneurs en eau. Pour les teneurs en eau plus faibles, jusqu'à la limite de retrait, ou même en dessous, la matrice comme le sol est non saturé.

Les indices de portance sont cohérents avec les observations sur le terrain par temps sec. Par contre, ces sols compactés ou desséchés dans ce domaine voisin de la limite de retrait, sont caractérisés par une forte porosité. Celle-ci permet une réhydratation rapide dès les premières pluies.

III.2. Les évolutions des profils hydriques (année 2011)

Dans un premier temps, la caractérisation des sols est basée sur des profils de teneur en eau et de $CE_{1/5}$ mesurés tous les 10 cm jusqu'à 1 m de profondeur. Leurs évolutions ont été suivies pour un cycle saisonnier en fonction du type de culture. Les relevés piézométriques ont été réalisés par les agents de l'INRA de St Laurent de la Prée depuis 2006. L'impact des évolutions de prairie et des cultures a été suivi du semis à la récolte (Avril à Octobre 2011).

III.2.1. Prairie L3

Le site L3 est utilisé comme référence par rapport aux sites cultivés du fait de la couverture prairial à coefficient cultural Kc = 1 constant pendant l'année et du fait de l'absence de drainage (Figure III.17).

a- Piézométrie

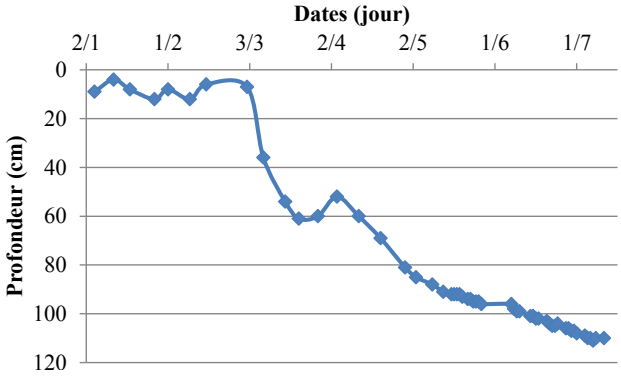


Figure III.17 : Suivi du niveau piézométrique de janvier à juillet 2011 sur la parcelle de prairie (L3).

Sur l'année complète, le suivi piézométrique montre deux périodes:

- la période hivernale jusqu'en mars avec un niveau d'eau constant proche de la surface. Il correspond à l'excédent de pluie par rapport aux possibilités d'infiltration des eaux de pluies à travers le Bri de surface à l'état solide mais stoppé dès le niveau proche de l'état plastique très peu perméable.

- la baisse du niveau d'eau continue de mars à août, seulement impactée par un épisode pluvieux en avril. Le niveau piézométrique descend progressivement du niveau de surface à l'état solide au niveau inférieur à l'état plastique qui semble hors d'atteinte du système racinaire prairial.

Ces relevés piézométriques ont été complétés par des données météorologiques acquises sur la station météo de l'INRA de St Laurent de la Prée. L'objectif est d'estimer la quantité d'eau évaporée, transpirée et consommée par les plantes afin d'aborder les calculs de réserve utile (RU) dans le sol.

b- Profils des teneurs en eau

Les profils de teneur en eau pondérale sur la parcelle L3 ont été réalisés du 07/04/2011 au 30/06/2011 (Figure III.18). Ils ont été mesurés jusqu'à 1m de profondeur à l'exception du 07/04/2011 où la mesure est arrêtée à 80 cm et à 90 cm le 20/04/2011.

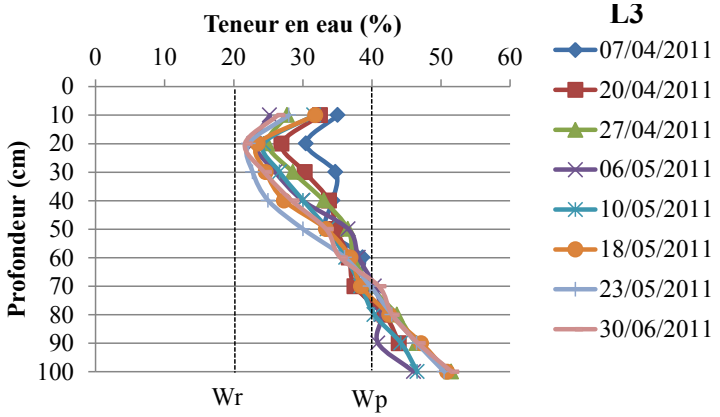


Figure III.18 : Profils de teneur en eau pondérale réalisés du 07/04/2011 au 30/06/2011 dans la parcelle en prairie L3. Wr correspond à la limite de retrait (Wr=20%) et Wp à la limite de plasticité (Wp=40%).

La forme des profils de teneur en eau reste homogène dans le temps. Ces profils montrent deux niveaux hydriques différents :

- un niveau de surface de 0 à 20 cm de profondeur qui est très influencé par les conditions climatiques, avec des teneurs en eau de surface supérieures à celles mesurées à 20cm,

- puis de 20 cm à 1 m de profondeur l'augmentation constante des teneurs en eau avec la profondeur qui atteint la limite de plasticité à 60-70 cm de profondeur.

Les évolutions des profils hydriques, de la surface jusqu'à 60 cm de profondeur, sont essentiellement gouvernées par les variations météorologiques (pluviométrie, ETP) sur pairie. Elles sont également associées aux remontées capillaires issues de la nappe proche de la surface. De fait, elles sont également associées aux évolutions structurales du Bri : i.e. de microstructure de la matrice argileuse le long de sa courbe de retrait et du réseau de fractures induit par le phénomène de dessiccation-retrait jusqu'à la profondeur équivalente à Wp.

A partir de 60 cm de profondeur, les profils de teneur en eau restent plus ou moins superposé jusqu'à 1 m de profondeur aux dates d'observation. Les teneurs en eau restent comprisses entre la limite de plasticité Wp et la limite de liquidité Wl. La fissuration de retrait issue de la surface est stoppée à la profondeur de Wp. Les mécanismes de transfert d'eau ne sont gouvernés que par la microstructure de la matrice. La forme des profils s'explique par le faible enracinement en profondeur de la prairie associée à l'absence des drains permettant ainsi à la montée ou l'abaissement progressif de la nappe. Notons que la parcelle en prairie L3 est entourée des fossés qui influencent les transferts hydriques:

- de manière verticale par les microtopographies construites par le dépôt périphérique des boues de curage et/ou par le piétinement des animaux.

- de manière horizontale par une alimentation latérale en eau douce éventuelle issue des fossés (chapitre précédent).

De manière générale, les teneurs en eau relativement fortes comprises entre 25 à 35% en surface (mesurées à 10 cm) résultent de la faible perméabilité du sol consolidé en surface et d'un réseau de fracture de dessiccation diminué par l'effet du mat racinaire. Ces fortes teneurs en eau de surface sont conditionnées en temps réel par les conditions climatiques. De mars à juillet, entre 20 cm de profondeur et le niveau de nappe, l'augmentation des teneurs en eau avec la profondeur, est gouvernée par la concurrence entre descente du front de dessiccation et le phénomène de remontée capillaire associée au battement de la nappe. Les résultats de Gallier (2011) ont montré que la teneur en eau augmente jusqu'à 2 m de profondeur et peut atteindre les valeurs de 90% (données 2008 et 2009).

Par rapport à l'état de saturation du sol, le chapitre précédent a montré que la matrice argileuse est saturée dès 30% de teneur en eau. A 60 cm de profondeur, la teneur en eau atteint la limite de plasticité, qui signifie que le sol est plus ou moins saturé (retient de l'eau) mais n'atteint pas encore sa saturation (Figure III.19).

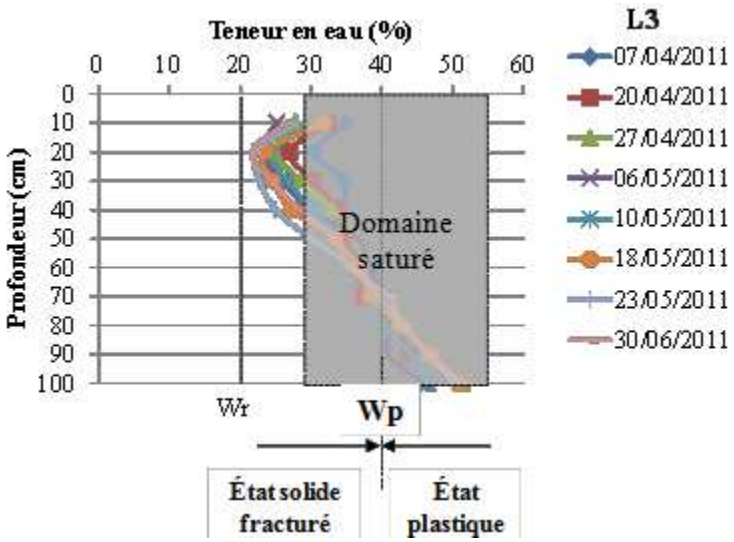


Figure III.19 : Récapitulatif des domaines structuraux de la matrice argileuse et des profils de teneur en eau.

Limite zone saturée – zone vadose

Si on considère la limite zone saturée - zone non saturée équivalente à la teneur en eau de 27%, du point de vue hydrique le sous-sol se divise en deux à trois couche en fonction du temps (Figure III.20). La matrice argileuse apparaît saturée jusqu'à la surface jusqu'au 20/04/2011. La zone non saturée de surface n'est mesurée qu'à partir du 27/04/2011. Cette limite zone saturée - zone non saturée reste pratiquement parallèle au niveau de nappe, témoin d'une épaisseur de zone saturée par les remontées capillaires voisine de 50 cm.

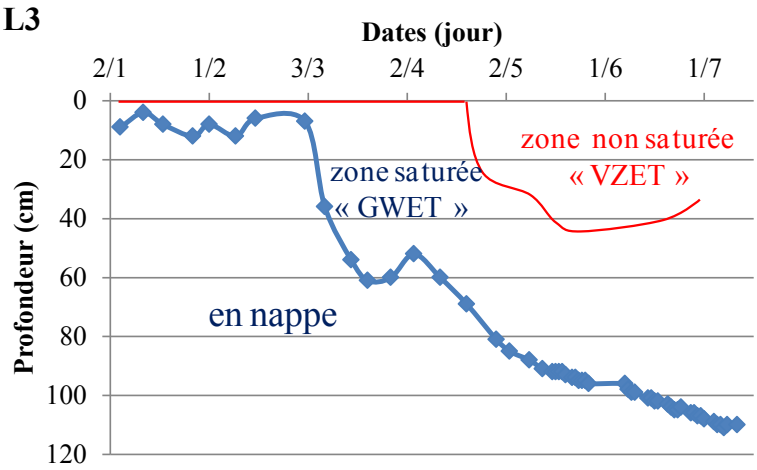


Figure III.20 : Estimation de la profondeur de nappe (niveaux piézométriques mesurées) et de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée (rouge). GWET = Ground water évapotranspiration, VZET = vadose zone évapotranspiration.

c- Profils des indices des vides « e » et profils de porosité « n »

Les profils d'indice des vides et de porosité sont calculés à partir des profils de teneur en eau (Figure III.21).

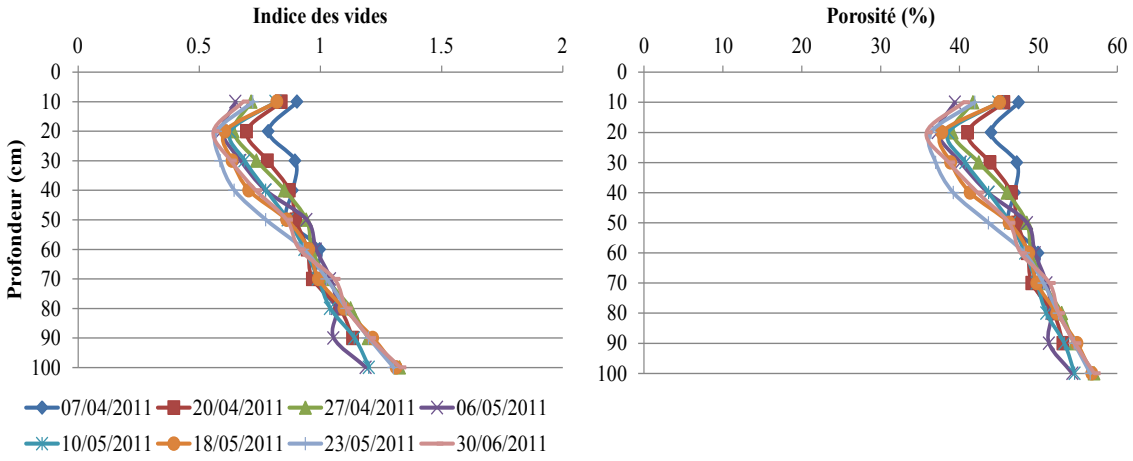


Figure III.21 : Profils des indices de vide et profils de la porosité réalisés du 07/04/2011 à 30/06/2011 dans la parcelle en prairie L3. e à Wr = 0,5, e à Wp = 1,0.

Par rapport aux valeurs de e à Wr et Wp (0,5 et 1,0 respectivement), les profils d'indice des vides varient de 0,65 à 0,90 à 10 cm de profondeur contre 0,56 à 0,79 à 20 cm le 07/04/2011 et le 30/06/2011 respectivement, puis restent constants jusqu'à atteindre 1,26 – 1,30 à 1 m de profondeur. Les profils de porosité varient de même entre 39,41 à 47,49% à 10 cm de profondeur contre 35,81 à 44% à 20 cm le 07/04/2011 et le 30/06/2011 respectivement, puis restent constants jusqu'à atteindre une valeur entre 54,5 – 57% à 1 m de profondeur.

Conformément au calcul, les deux séries de profils ont les mêmes formes et allures que celles des profils de teneur en eau. Ils traduisent directement les évolutions microstructurales de la matrice argileuse. Ils suivent les évolutions de teneurs en eau de la surface à 60 cm de profondeur et restent quasiment constants sous 60 cm.

d- Profils de densité humide « ɣh » et profil de densité sèche « ɣd »

Les densités humide sont élevées en surface; 1,87 et 1,97 à 10 cm et 30 cm de profondeur, elles diminuent ensuite avec la profondeur pour atteindre 1,7 à 1 m. Les profils de densité sèche suivent la même tendance : fortes valeurs à 10 cm et 30 cm de profondeur (1,35 à 1,54) puis diminution en profondeur jusqu'à 1,1 à 1 m. Les densités sont particulièrement élevées à 20 cm le 30/06/2011 (Figure III.22).

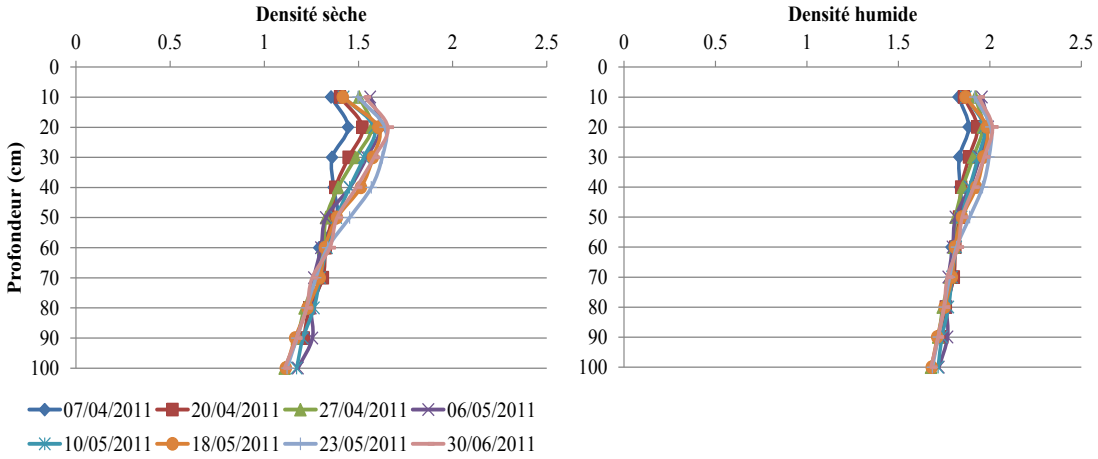


Figure III.22 : Profils des densités sèches et profils des densités humides réalisés du 07/04/2011 à 30/06/2011 dans la parcelle en prairie L3.

Conformément au calcul, les deux séries de profils suivent l'évolution inverse des profils de teneur en eau.

e- Conductivité Electrique du sol par la méthode 1/5è « $CE_{1/5}$ » et Salinité de fluide

Les mesures de conductivité électrique au 1/5 ($CE_{1/5}$) ont été réalisées sur les échantillons prélevés les 07/04/2011, 23/05/2011 et 30/06/2011 (Figure III.23).

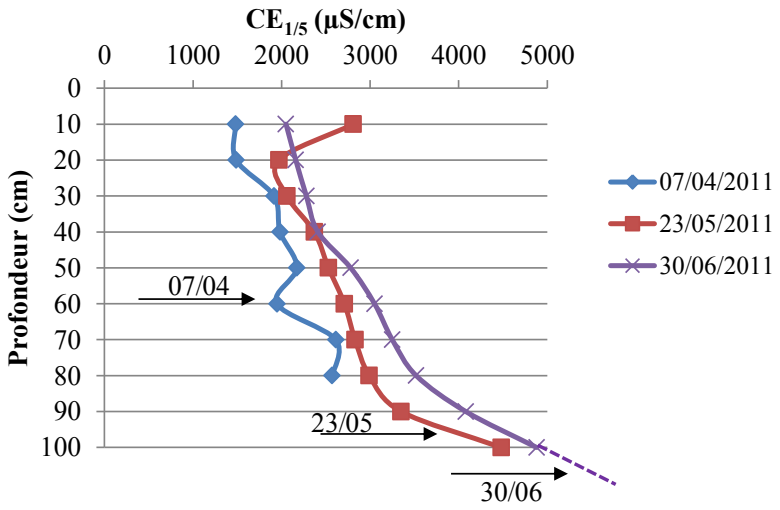


Figure III.23 : Profils des conductivités électriques 1/5 réalisés le 07/04/2011, le 23/05/2011 et le 30/06/2011 dans la parcelle en prairie L3. Les flèches horizontales indiquent les niveaux piézométriques aux trois dates.

Les profils mesurés montrent une augmentation générale des valeurs des $CE_{1/5}$ de la surface vers la profondeur. Les évolutions entre les trois dates de mesure sont à associer aux différentes périodes hydriques et niveaux piézométriques. La baisse du niveau de nappe correspond à l'absence d'alimentation en eau douce (eau de pluie) et à l'augmentation des $CE_{1/5}$. Les profils de $CE_{1/5}$ ont les mêmes allures que les profils de teneur en eau avec augmentation avec la profondeur. Néanmoins, pour des profondeurs inférieures à 60 cm, aux faibles teneurs en eau correspondent les fortes valeurs de $CE_{1/5}$. En profondeur; malgré des profils de W qui restent pratiquement inchangés les valeurs de $CE_{1/5}$ augmentent avec la période de sécheresse (baisse des niveaux piézométriques). La forte valeur en surface (10 cm) le 23/05/2011 est due à l'effet important de sécheresse. En surface, les valeurs de $CE_{1/5}$ varient de 1480 à 2810 µS/cm le 07/04/2011 et le 30/06/2011 respectivement. Ces grandes différences sont dues à l'effet de l'impact météorologique important sur les horizons de surface où se développent le front de dessiccation. A 1 m de profondeur, les $CE_{1/5}$ atteignent les valeurs de 4480 et 4880 µS/cm le 23/05/2011 et le 30/06/2011 respectivement. Ces évolutions verticales des profils de $CE_{1/5}$ doivent encore être associées :

- à l'alimentation en eau douce par l'eau de pluie

- la progression du front de dessiccation

- les remontées capillaires issues d'une nappe initialement constituée d'eau de mer fossile.

Les profils de salinité de fluide sont calculés à partir des profils de teneur en eau et de $CE_{1/5}$ via le calcul des conductivités de fluide selon la formule de Montoroi (Figure III.24).

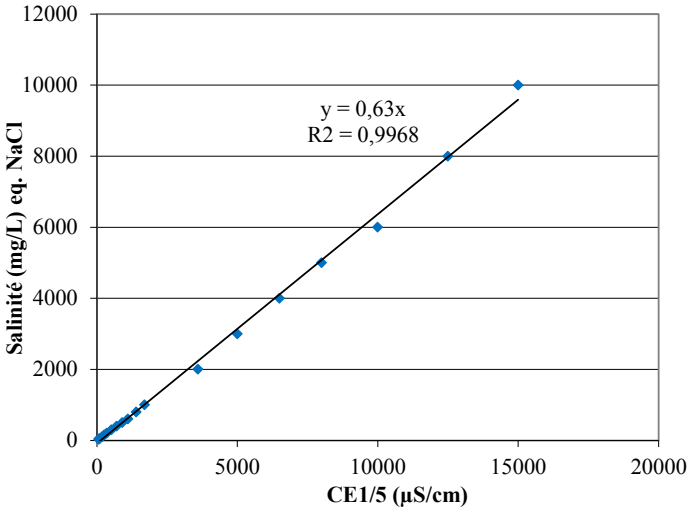


Figure III.24 : Relation entre la $CE_{1/5}$ (µS/cm) et la salinité.

f- Calcul des profils de salinité de fluide à partir des profils de $CE_{1/5}$ mesurés.

Les profils de salinité ont été calculés sur les trois dates : 07/04/2011, 23/05/2011 et le 30/06/2011 (Figure III.25).

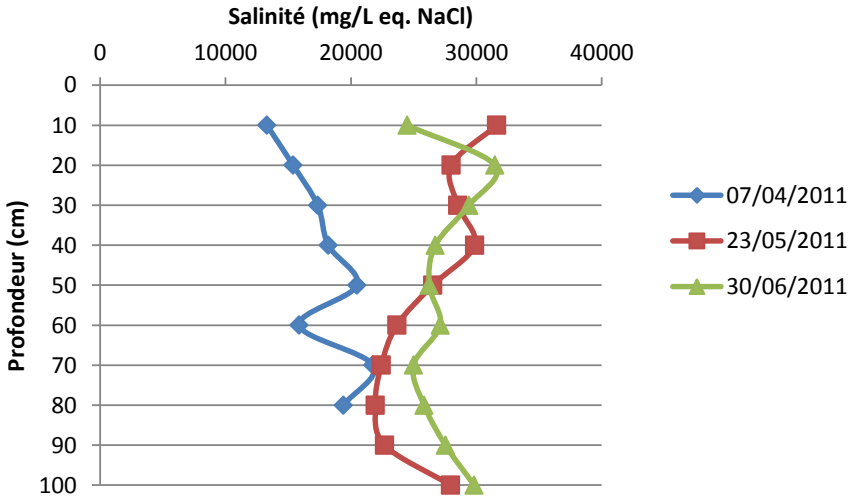


Figure III.25 : Profils des salinités de fluide (mg/L) équivalent NaCl correspondants aux profils de $CE_{1/5}$ réalisés le 07/04/2011, le 23/05/2011 et le 30/06/2011 dans la parcelle en prairie L3.

Le mode de calcul de la conductivité du fluide à partir de la teneur en eau influe directement sur le calcul de salinité du fluide, celle-ci est inversement proportionnel à W (Montoroi, 1997 ; Eq.II.16). De fait, les profils de salinités montrent des évolutions nettement différentes de celle des profils de $CE_{1/5}$ et évoluent énormément dans le temps. En surface, les valeurs de salinité augmentent avec la dessiccation de 13293 mg/L le 07/04/2011 à 31626 mg/L le 23/05/2011. En profondeur (sous 60 cm), malgré la constance des teneurs en eau la salinité du fluide augmente également avec la "sécheresse", en fait, avec la baisse du niveau

piézométrique et la relative remontée du front salin. A 1 m de profondeur, la valeur maximale de la salinité du fluide calculée est de 29829 mg/L le 30/06/2011.

g- Estimation des évolutions des profils de salinité pour les profils de W successifs, à partir d'un profil de $CE_{1/5}$ initial

Le calcul de profil de salinité est donc calé sur le profil initial de $CE_{1/5}$ mesuré le 07/04/2015, et appliqué aux profils successifs de teneur en eau (Figure III.26).

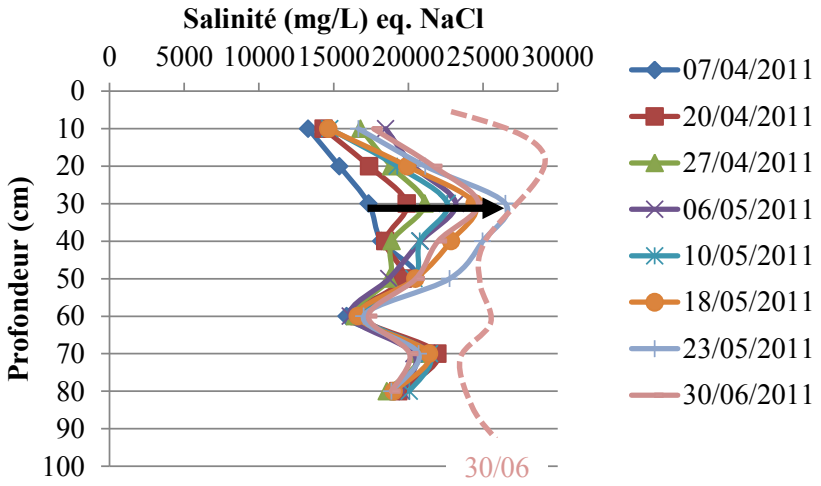


Figure III.26 : Evolution des profils de salinité à partir des valeurs du profil de $CE_{1/5}$ mesuré le 07/04/2011 pour les profils de teneur en eau mesurés du 07/04 au 30/06. En pointillé, profil de salinité calculé à partir du profil de $CE_{1/5}$ du 30/06.

Les évolutions dans le temps des profils de salinité calculés montrent deux niveaux principaux qui sont cohérents avec les évolutions des profils de W.

De la surface jusqu'à 60 cm de profondeur, les valeurs de salinité augmentent en suivant le front de dessiccation. La variation maximale (17670 mg/L à 25000 mg/L) est observée à 30 cm de profondeur, soit au niveau où la dessiccation est la plus importante. A ce niveau, les salinités extrapolées à partir du profil de $CE_{1/5}$ du 07/04 sont cohérentes avec celles calculées pour les profils de $CE_{1/5}$ des 07/04, le 23/05 et le 30/06. Néanmoins les salinités estimées en surface sont sous-estimées. A l'inverse, en profondeur, sous 60 cm, les salinités calculées se callent toutes pratiquement sur le profil calculé à partir du 07/04. Les variations de salinité sont cohérentes avec les faibles variations de W, soit autour de 17000 mg/L. La différence de salinité 17000 mg/L à 29000 mg/L démontrée pour les profils de $CE_{1/5}$ mesurés les 07/04, le 23/05 et le 30/06 est effacée : le calcul ne prend pas en compte la variation de salinité de la nappe induite par les variations piézométriques dans le temps.

h- Profils de pH du sol

Les mesures de pH du sol ont été réalisées sur les trois profils des 23/05/2011, 26/05/2011 et 30/06/2011 (Figure III.27).

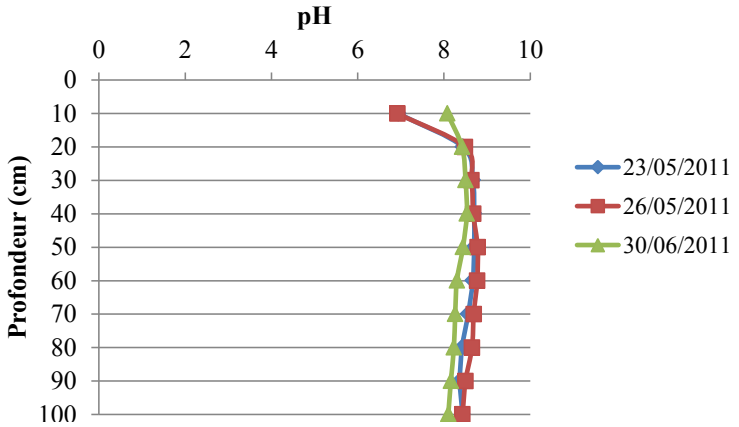


Figure III.27 : Profils de pH du sol le 23/05/2011, 26/05/2011 et le 30/06/2011 sur la parcelle en prairie L3.

Deux niveaux apparaissent:

- la surface du sol (0-20 cm) avec les pH les plus faibles, presque neutres à 6,92 obtenu le 23/05/2011 et le 26/05/2011, mais qui peut atteindre 8 le 30/06/2011.

- de 20 cm de profondeur à 1 m avec des pH légèrement supérieurs (8,1 à 8,4). A partir de 20 cm de profondeur, la valeur de pH reste plus ou moins constante jusqu'à 1 m de profondeur. Par rapport aux variations de surface, on observe des valeurs fortes le 23 et 26 mai 2011 par rapport à la mesure de 30 juin 2011. L'impact de l'évolution de la teneur en eau en profondeur et de salinité de nappe dans le temps est minime.

III.2.2. En parcelle cultivée

Les parcelles cultivées sont de deux types : une parcelle cultivée en blé découpée par trois placettes S2, S3, S4 et une parcelle E2 cultivée en tournesol.

A- Parcelle cultivée en blé (S2, S3, S4)

Cette parcelle est découpée en trois placettes S2, S3 et S4. Le site S2 est adossé au coteau calcaire, puis les deux sites S3 et S4 s'éloignent progressivement du coteau (Figure III.28).

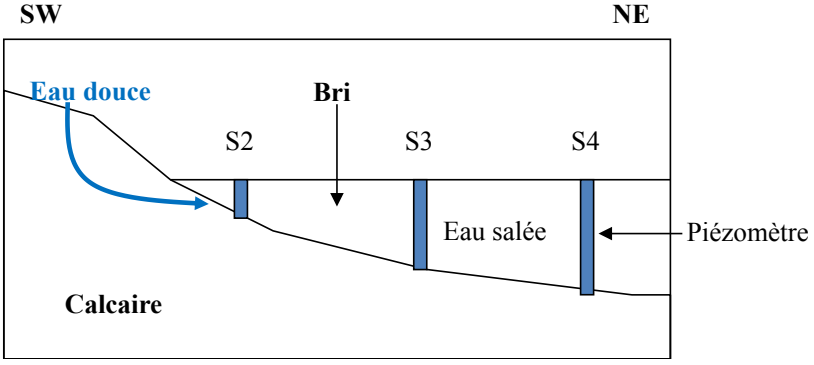


Figure III.28 : Représentation schématique de la localisation des placettes S2, S3 et S4 par rapport au coteau calcaire et les piézomètres.

Le fonctionnement hydrodynamique de cette parcelle et des différentes placettes a été déjà décrit par Gallier (2011) et Gallier et al. (2012). Pour cette année 2011, la parcelle été

cultivée en blé. Les suivis des profils de W, $CE_{1/5}$, pH et tensiométriques ont été similaires à ceux effectués sur la prairie L3.

a- Piézométrie

Les relevés piézométriques ont également été suivis. L'objectif étant de suivre les évolutions de croissance des cultures du semis à la récolte (Avril à Octobre) par rapport au stock d'eau dans la nappe (Figure III.29). Ces relevés piézométriques représentent les fluctuations du niveau de nappe par rapport à la surface du sol, c'est à dire par rapport à une topographie relative.

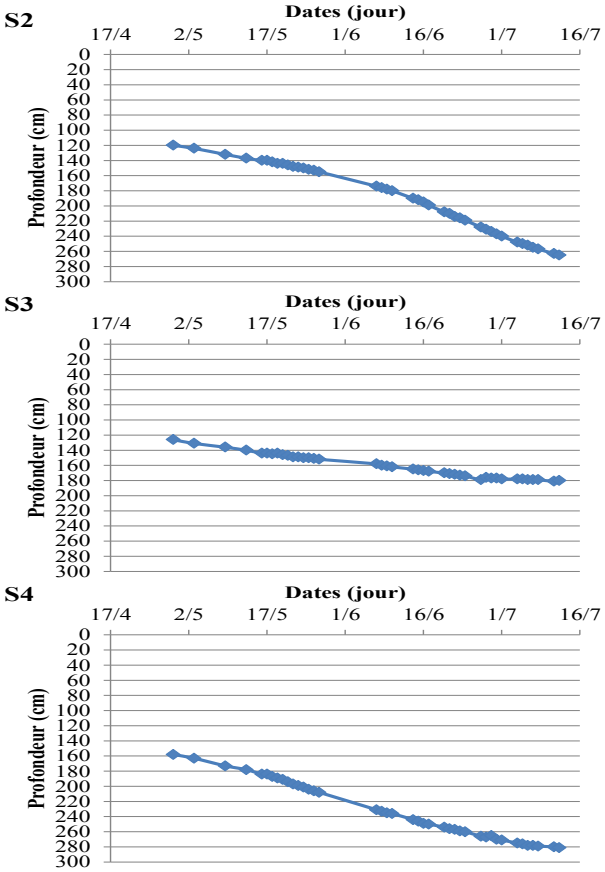


Figure III.29 : Suivi du niveau piézométrique d'Avril à juillet 2011 sur les trois parcelles cultivées en blé (S2, S3, S4).

La baisse du niveau piézométrique est similaire sur les trois placettes S2, S3 et S4. Le niveau piézométrique s'approfondit du coteau vers l'autre extrémité de la parcelle. Par rapport à la prairie (L3), on observe bien l'effet des drains qui drainent l'eau au-dessous de 1m de profondeur.

En S2, on observe une descente du niveau de 120 cm à 270 cm entre avril et juillet. En S3, on observe les mêmes évolutions qu'en S2 mais plus faibles, de 125 cm à 180 cm de profondeur. Cette évolution entre S2 et S3 est due à la remontée topographique contre le coteau en S2 et aux alimentations en eau douce issues du même coteau. En S4, on observe la même évolution avec un niveau de nappe qui varie de 160 cm à 280 cm de profondeur. La baisse relative de l'ensemble des niveaux de nappe le long du profil d'évolution (de 160 à 280

cm) est due à l'éloignement des placettes par rapport au coteau calcaire, apport ou non d'eau douce, et à l'évacuation des eaux à l'extrémité opposée de la parcelle Gallier (2011).

b- Profils des teneurs en eau

Les profils de teneur en eau ont été mesurés à partir du 07/04/2011 jusqu'au 30/06/2011 (Figure III.30).

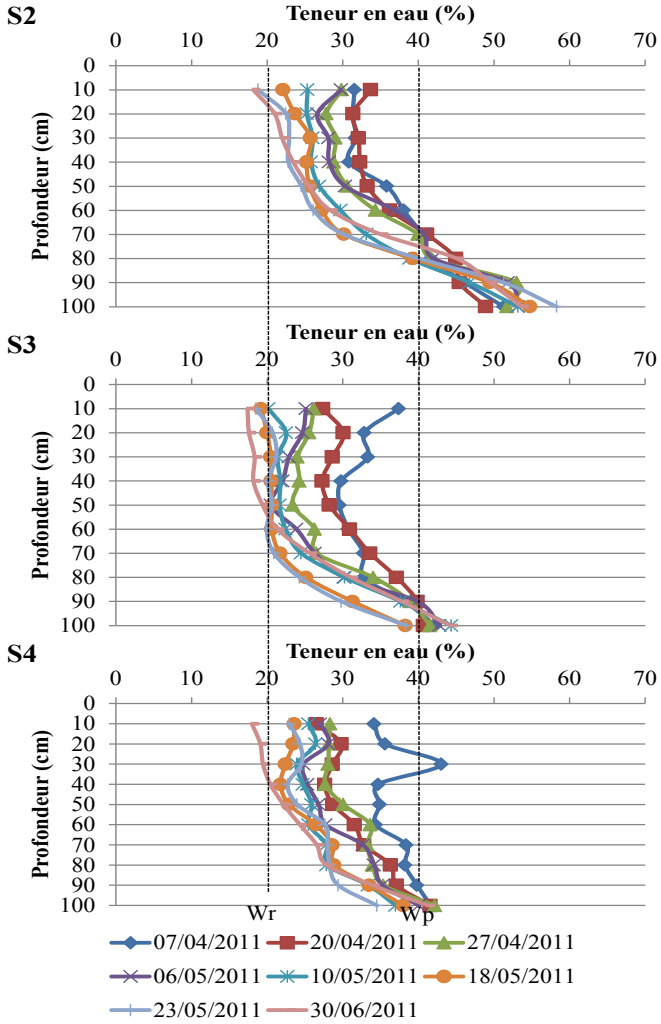


Figure III.30 : Profils de teneur en eau pondérale réalisés du 07/04/2011 au 30/06/2011 sur les parcelles de culture S2, S3, S4. Wr correspond à la limite de retrait (Wr=20%) et Wp à la limite de plasticité (Wp=40%).

Sur les trois placettes, l'allure des profils reste semblable, essentiellement caractérisée par une dessiccation de plus en plus importante vers la surface. Les fronts de dessiccations sont visibles jusqu'à 80 cm de profondeur en S2 et 1 m de profondeur en S3 et S4.

En S2, les valeurs de teneur en eau de surface évoluent de 32% à 18% entre le 07/04/2011 et le 30/06/2011. Les teneurs en eau croissent avec la profondeur pour atteindre la limite de plasticité (40%) vers 70 - 80 cm de profondeur. A 1 m de profondeur elles atteignent 48% à 58%. La translation des profils vers les faibles teneurs en eau au cours de la saison montre clairement la propagation du front de dessiccation.

En S3, on observe les mêmes évolutions qu'en S2 mais avec seulement quelques différences. En surface, la teneur en eau est faible allant de 27% à 17% du 20/04/2011 au 30/06/201, à l'exception du 07/04/2011 qui est de 38%. La valeur de la limite de plasticité n'est atteinte que vers 1 m de profondeur. A partir du 18/05 les profils de teneur en eau atteignent la limite de retrait (20%) de la surface jusqu'à 60 cm de profondeur. Le profil du 07/04 est le plus humide.

Les profils de W montrent les mêmes évolutions en S4: teneurs en eau entre 18 et 32% en surface, entre 35 et 43% à 100 cm de profondeur. Le profil du 07/04 est le plus humide.

Par rapport aux profils de teneur en eau en L3, on observe toujours les mêmes formes de profils et des décalages similaires dans le temps (Figure III.31). La différence majeure doit être associée à l'effet du drainage notamment jusqu'à 100 cm de profondeur. Excepté pour des profondeurs supérieures à 80 cm en S2, l'ensemble des profils évoluent dans un Bri à l'état solide. La dessiccation fait glisser les profils de W sous la barre de saturation localisée à 27%.

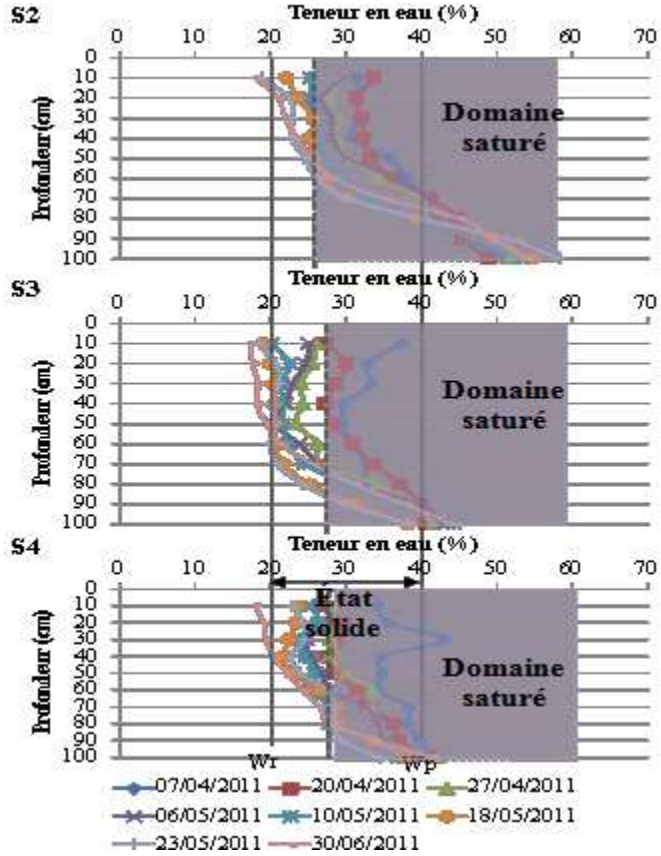


Figure III.31 : Evolution des profils de teneur en eau pondérale mesurés du 07/04/2011 au 30/06/2011 sur les parcelles de culture S2, S3, S4 par rapport au domaine de saturation. Wr correspond à la limite de retrait (Wr=20%) et Wp à la limite de plasticité (Wp=40%).

Limite zone saturée - zone vadose

En considérant toujours la limite zone saturée - zone non saturée équivalente à la teneur en eau de 27%, la zone non saturée de surface n'apparaît qu'à partir du 10/05 en S2, du 27/04 en S3 et du 06/05 en S4. Par rapport à un niveau de drainage qui est toujours identique les différences de niveau de nappe et d'interface zone saturée-zone non saturées sont explicables à partir de :

- la pente topographique générale de S2 vers S4 et l'écoulement de nappe dans le même sens
- par les alimentations en eau douce de surface en amont de S2
- et éventuellement par des évolutions de texture, niveaux plus sableux.

Cette limite zone saturée - zone non saturée descend avec le niveau de nappe jusqu'au 18/05 puis évolue peu (Figure III.32).

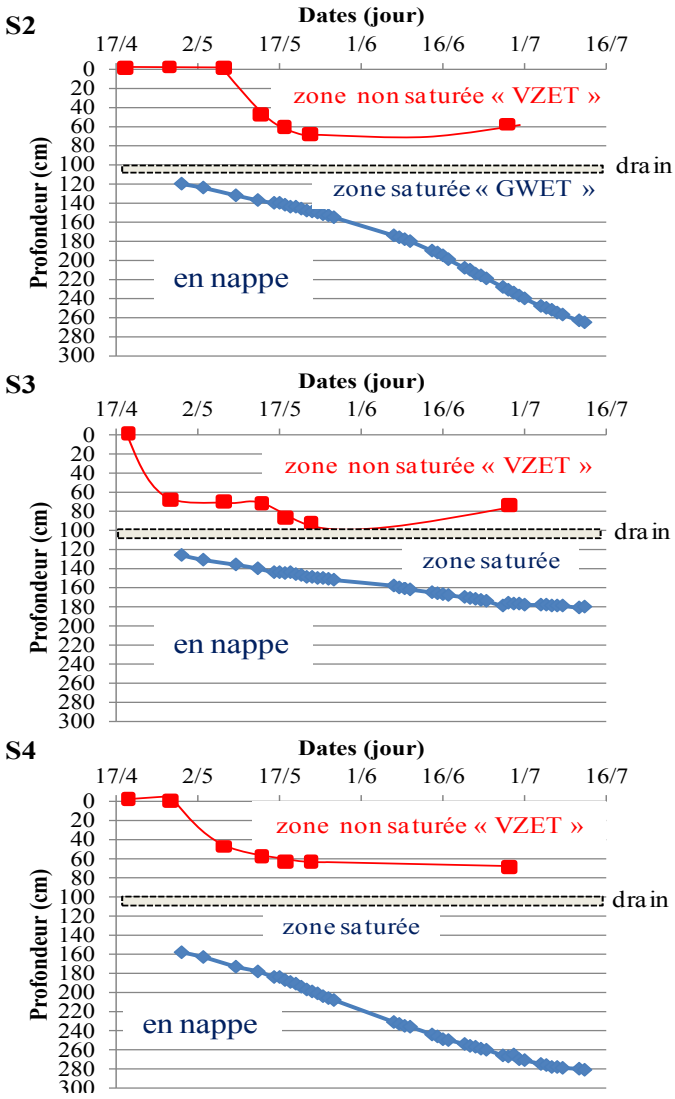


Figure III.32 : Estimation de la profondeur de nappe (niveaux piézométriques mesurées) et de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée (rouge).GWET = Ground water évapotranspiration, VZET = vadose zone évapotranspiration sur les placettes S2, S3 et S4 d'avril à fin juin.

c- Profils des indices des vides et profils de porosité

Calculés à partir des profils de teneur en eau, les profils d'indice des vides et de porosité montrent des évolutions similaires (Figure III.33). On observe les plus grandes variations des valeurs d'indice de vide ou de porosité en surface et leur augmentation progressive jusqu'à 1 m de profondeur.

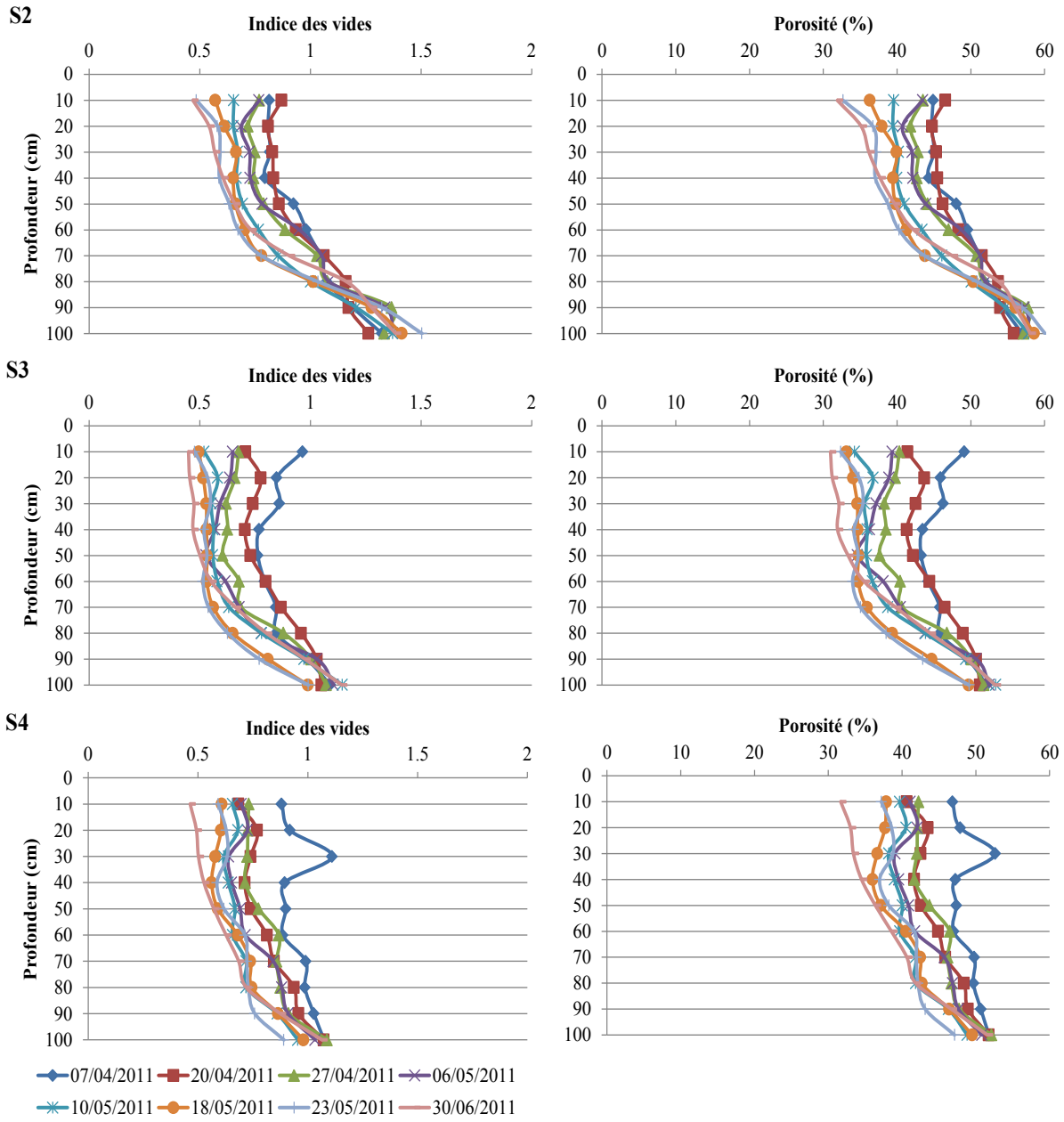


Figure III.33 : Profils des indices de vide et profils de porosité réalisés du 07/04/2011 à 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en blé (S2, S3, S4).

Le site S2 diffère des deux sites S3 et S4, en profondeur par un indice de vide qui peut atteindre 1.5 à 1 m de profondeur qui correspond aux fortes teneurs en eau de ce profil.

d- Profils de densité humide et profil de densité sèche

Toujours extrapolées des courbes de retrait, les densités de matrice argileuse montrent une évolution inverse par rapport aux profils de la teneur en eau et de l'indice de vide ou porosité (Figure III.34).

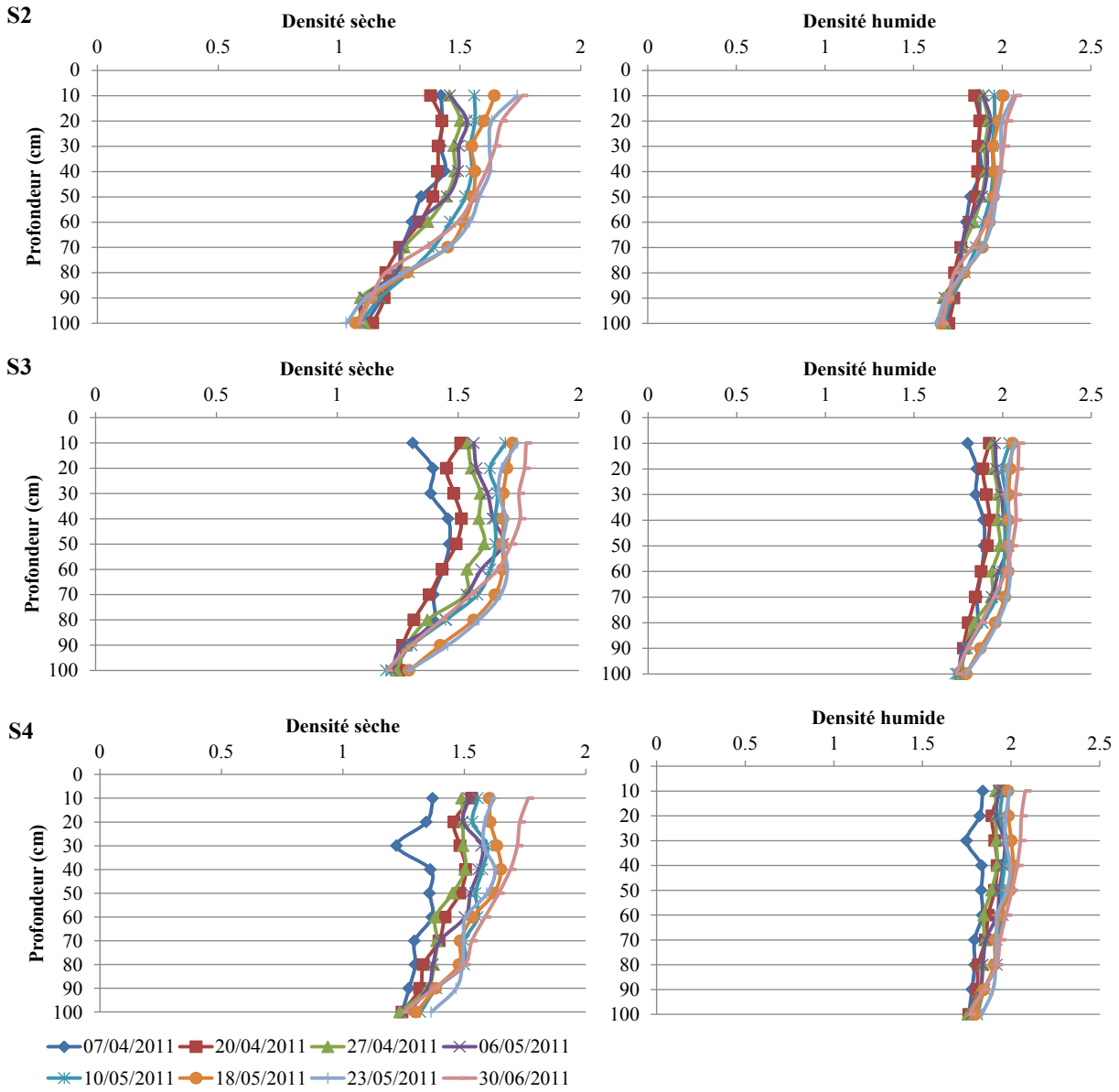


Figure III.34 : Profils des densités sèche et profils des densités humides réalisés du 07/04/2011 à 30/06/2011 dans la parcelle cultivé en blé (S2, S3 et S4).

Dans ces parcelles cultivées, les densités sèches varient de 1,31 à 1,76 en surface et décroissent en profondeur jusqu'à 1,0 pour le site S2 et 1,20 – 1,27 pour les sites S3 - S4 respectivement. En ce qui concerne les densités humides, quel que soit le site, les variations sont plus faibles, de 1,80 à 2,10 en surface et 1,65 à 1,8 en profondeur.

e- Conductivité Electrique du sol par la méthode 1/5è « $CE_{1/5}$ » et Salinité de fluide

Les profils de $CE_{1/5}$ ont été réalisés sur trois dates le 07/04/2011, le 23/05/2011 et le 30/06/2011 (Figure III.35).

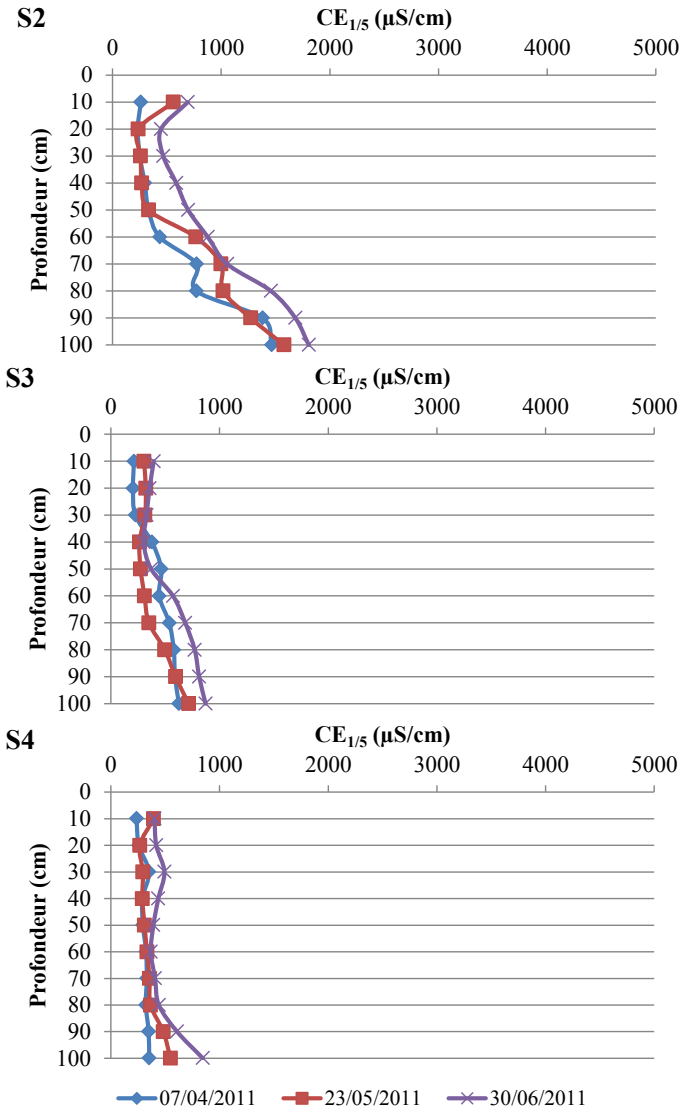


Figure III.35 : Profils des conductivités électriques 1/5 réalisés le 07/04/2011, le 23/05/2011 et le 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en blé (S2, S3 et S4).

Les profils de $CE_{1/5}$ sont similaires pour S3 et S4 avec de faibles variations verticales et de faibles décalages au cours de la saison. Ils sont développés dans la zone toujours émergée et constamment lixiviée par les eaux de pluies. En S3, de 10 à 60 cm de profondeur les valeurs de $CE_{1/5}$ évoluent entre 301 à 394 µS/cm en surface et entre 309 à 574 µS/cm à 60 cm, entre le 07/04/2011 et le 30/06/2011. A partir de 60 cm les valeurs de $CE_{1/5}$ augmentent progressivement jusqu'à 1 m de profondeur atteignant des valeurs de 600 à 910µS/cm le 07/04/2011 et le 30/06/2011 respectivement. En S4, entre 10 et 80 cm de profondeur les valeurs de $CE_{1/5}$ n'évoluent que très peu : 235 à 401 µS/cm en surface, 355 à 406 µS/cm à 80 cm de profondeur. A 1 m de profondeur, les valeurs de $CE_{1/5}$ atteignent seulement 352 à 846 µS/cm le 07/04/2011 et le 30/06/2011 respectivement.

En S2, les profils de $CE_{1/5}$ sont développés sur un domaine plus large et qui évolue au cours de la saison. En surface, les valeurs de $CE_{1/5}$ évoluent de 260 à 692 µS/cm entre le 07/04/2011 et le 30/06/2011. En profondeur, les valeurs augmentent de 1275 à 1750 µS/cm entre le 07/04/2011 et le 30/06/2011. Cela s'explique par les alimentations en eau douce issues du

coteau calcaire qui provoquent le mélange eau douce - eau salée, dans une zone ou le niveau de nappe peut remonter au-dessus de 70 cm, et qui limite la lixiviation de surface (Gallier, 2011). Le drainage et l'alimentation en eau douce par les coteaux calcaires gouvernent ainsi les profils de stress hydrique et de stress salin.

f- Calcul des profils de salinité à partir des profils de $CE_{1/5}$ mesurés.

Les profils de salinité ont été calculés à partir des mesures de $CE_{1/5}$ effectuées les 07/04/2011, 23/05/2011 et le 30/06/2011 (Figure III.36).

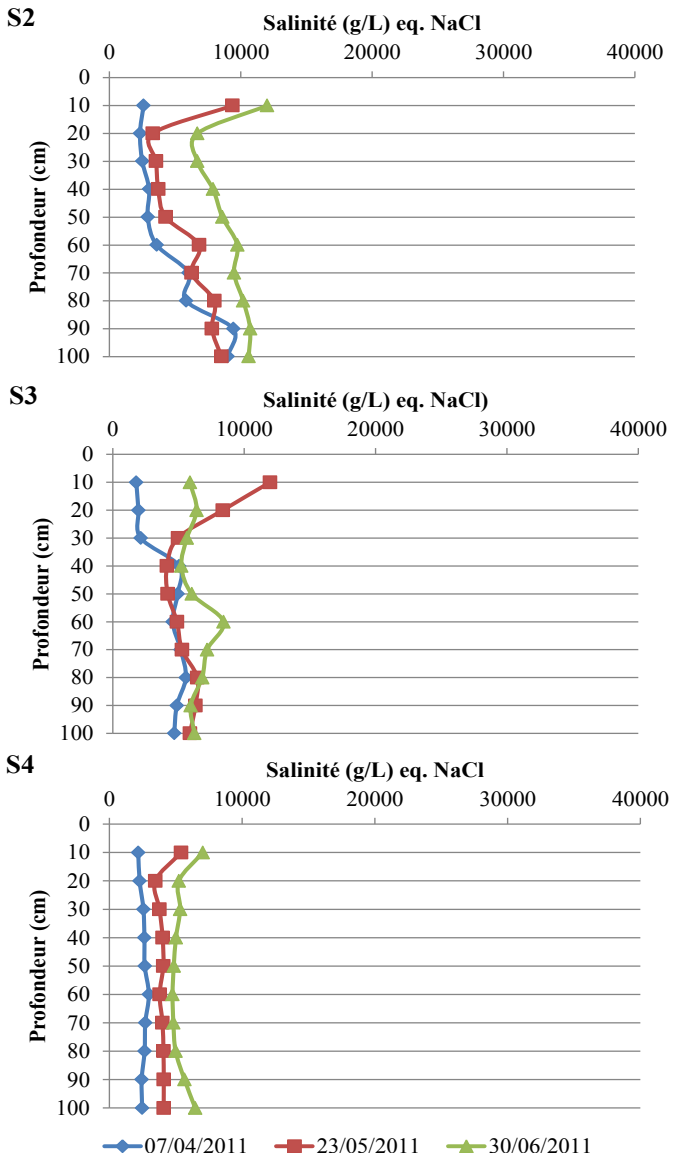


Figure III.36 : Profils de salinité (mg/L) en équivalent NaCl calculés à partir des mesures des 07/04/2011, 23/05/2011 et 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en blé S2, S3 et S4.

Les profils de salinités sont quasiment calés sur les profils de W compte tenu de la faible variation verticale des profils de $CE_{1/5}$.

En S2, exceptées les valeurs calculées à 10cm qui sont plus élevées (2593 mg/L le 07/04/2011, 9362 mg/L le 23/05/2011 et 12002 mg/L le 30/06/2011), la salinité augmente

légèrement avec la profondeur et avec l'assèchement du profil: de 2325 - 6691 mg/L à 20cm de profondeur à 8521 - 10598 mg/L à 100cm de profondeur pour les trois dates considérées. Ces valeurs relativement faibles en profondeur sont à associer au mélange d'eau douce eau salée à cette zone.

En S3 et S4, les profils ne montrent que de faibles variations verticales et dans le temps:

- en S3, de 1783 - 7136 mg/L à 20cm de profondeur à 4668 - 6199 mg/L à 100cm de profondeur pour les trois dates considérées.

- en S4, de 2167 - 7025 mg/L à 20cm de profondeur à 2460 - 6459 mg/L à 100cm de profondeur pour les trois dates considérées.

g- Estimation des évolutions des profils de salinité pour les profils de W successifs, à partir d'un profil de $CE_{1/5}$ initial

Le profil de $CE_{1/5}$ mesuré pris en compte est celui du 07/04/2015 (Figure III.37). Les résultats montrent qu'on a une translation du profil initial dans le temps qui est gouvernée par les évolutions des profils de la teneur en eau. Les trois sites diffèrent par la forme des profils et par les domaines de salinité.

En S2, on distingue deux niveaux :

- de 0 à 60cm de profondeur les valeurs de salinité augmentent peu avec la profondeur et évoluent peu dans le temps (2752 mg/L à 4513 mg/L de 07/04/2011 à 30/06/2011 respectivement)

- de 60 à 100 cm de profondeur, on constate une augmentation plus marquée de la salinité entre le 07/04/2011 et le 30/06/2011 pour atteindre les valeurs 8597 mg/L à 9570 mg/L.

En S3, on observe également deux niveaux :

- de 0 à 30cm de profondeur les salinités restent pratiquement constantes (1783 mg/L à 3335 mg/L le 07/04/2011 et de 3836 mg/L à 3859 mg/L le 30/06/2011)

- de 30 à 100 cm de profondeur, les salinités sont plus élevées, 6194 mg/L à 8264 mg/L du 07/04/2011 au 30/06/2011 à 40 cm et 4455 mg/L - 5135 mg/L à 100 cm de profondeur.

En S4, les valeurs de salinité restent pratiquement constantes jusqu'à 1m de profondeur avec seulement quelques valeurs plus élevées vers la surface. Les évolutions dans le temps sont faibles mais plus marquées en surface en accord avec les variations des profils de W :

- 2161 mg/L à 2558 mg/L à 10 cm et 30 cm de profondeur le 07/04/2011 contre 4117 mg/L et 5664 mg/L le 30/06/2011.

- 2460 mg/L et 2483 mg/L les 07/04/2011 et 30/06/2011 à 1 m de profondeur.

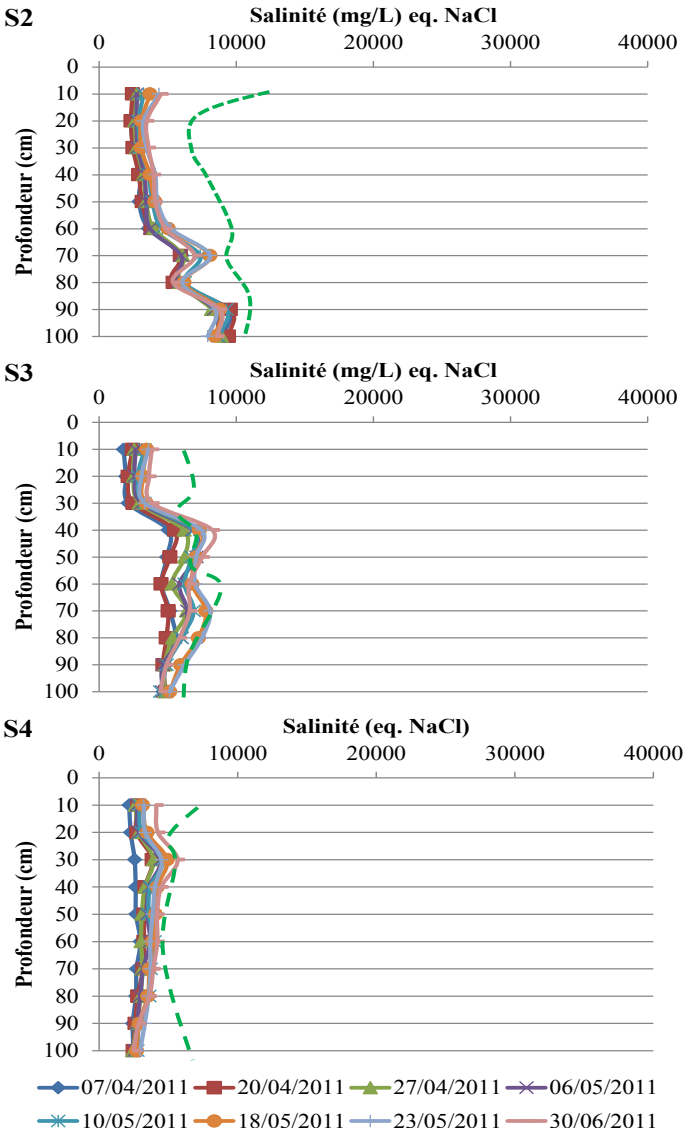


Figure III.37 : Profils de salinité calculés à partir des valeurs du profil de $CE_{1/5}$ mesuré le 07/04/2011 pour les profils de teneur en eau successifs. En pointillé, profil de salinité calculé à partir du profil de $CE_{1/5}$ du 30/06/2011.

En S2 la comparaison avec les salinités calculées à partir des profils de $CE_{1/5}$ du 23/05/2011 et du 30/06/2011 montre une sous-estimation par rapport à celles calculées via le profil de $CE_{1/5}$ du 30/06. En S3 et S4 les écarts entre extrapolation et "mesures" restent faibles.

h- Profils de pH du sol

Les profils de pH du sol ont été mesurés les 23/05/2011, 26/05/2011 et le 30/06/2011 sur les 3 placettes S2, S3, S4 (Figure III.38). Les profils de pH sont superposés dans le temps et sont légèrement basiques. En surface le pH est d'environ 7,8 quel que soit le site observé, puis il augmente légèrement avec la profondeur pour atteindre les valeurs respectives de 8,52 ; 9,05 et 8,20 en S2, S3 et S4 à 1 m de profondeur. En comparaison des pH mesurés en prairie L3 les sols sont légèrement plus basiques. Cela peut s'expliquer par l'effet d'apport de chaux et/ou du gypse ainsi que la lixiviation de surface sous l'effet du drainage dans la parcelle cultivé.

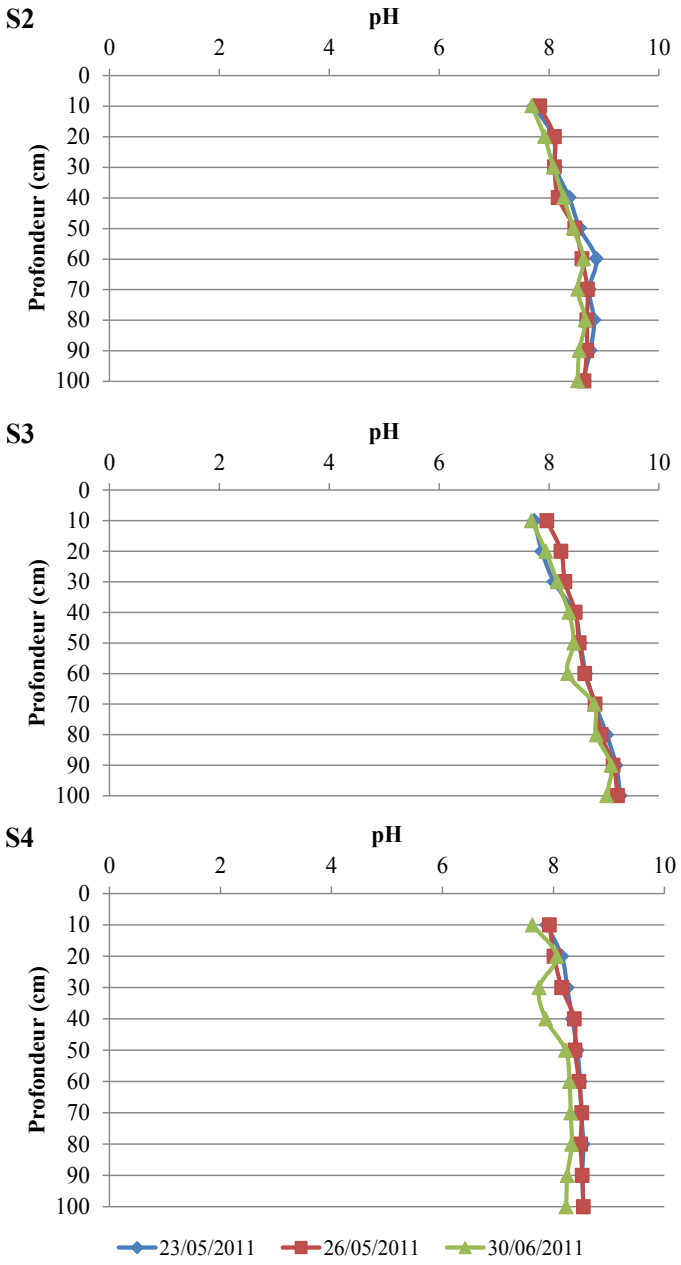


Figure III.38 : Profils de pH du sol mesurés les 23/05/2011, 26/05/2011 et 30/06/2011 sur la parcelle cultivée en blé S2, S3 et S4.

III.2.3. Parcelle cultivée en tournesol (E2)

a- Piézométrie

Les relevés piézométriques ont été réalisés d'Avril à Octobre sur la parcelle E2 qui est drainée par des drains enterrés à 1 m et espacés tous les dix mètres (Figure III.39).

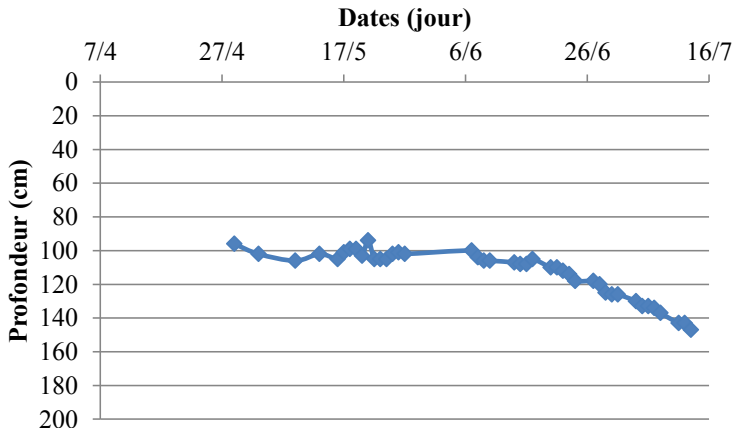


Figure III.39 : Evolution du niveau piézométrique d'avril à juillet 2011 sur la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Les drains limitent le niveau de nappe à 100 cm de profondeur jusqu'à mi-juin. Le niveau descend ensuite progressivement jusqu'à 150 cm mi-juillet.

b- Profils des teneurs en eau

Des profils de teneur en eau ont été réalisés du 20/04/2011 au 30/06/2011 (Figure III.40).

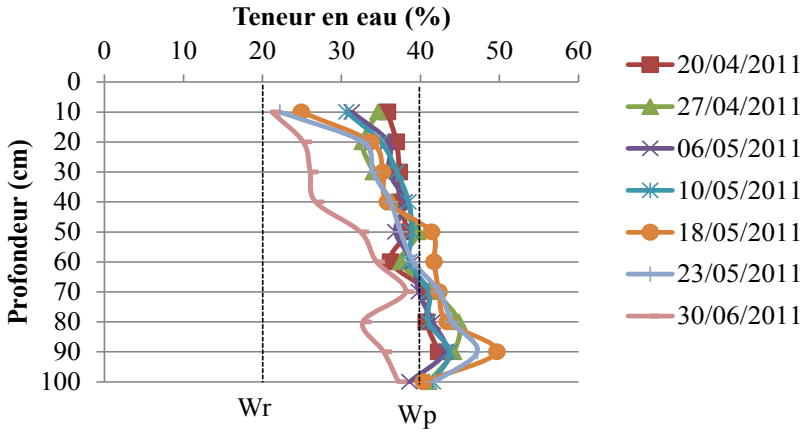


Figure III.40 : Profils de teneur en eau pondérale réalisés du 20/04/2011 au 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Les profils montrent encore l'augmentation générale des teneurs en eau de la surface vers la profondeur dans ces territoires. Les formes des profils sont conservées à travers la saison. Malgré les dessiccations de surface toutes les teneurs en eau restent supérieures à la limite de retrait (Wr=20%). L'essentiel des profils correspond à l'état solide du Bri. La limite de plasticité n'est atteinte qu'entre 50 et 70 cm de profondeur excepté pour le profil le plus sec du 30/06.

Près de la surface, jusqu'à 40 cm de profondeur la teneur en eau diminue de manière continue (34,7% à 21,2% à 10cm) entre le 20/04 et le 30/06/2011. A l'inverse les teneurs en eau ont tendance à augmenter entre 40 et 100cm de profondeur (35 à 42% à 60cm) entre le 20/04 et le 23/05. A 1 m de profondeur, les valeurs restent pratiquement constantes autour de 40% soit Wp. Le profil du 30/06 marque la dessiccation la plus prononcée avec un décalage d'ensemble du profil vers les faibles teneurs en eau (W).

Limite zone saturée - zone vadose

En considérant toujours la limite zone saturée - zone non saturée équivalente à la teneur en eau de 27%, la zone non saturée de surface n'apparaît qu'à partir du 18/05. En fait la parcelle est fortement alimentée en eau puisque le niveau de nappe est stabilisé au niveau du drain jusqu'au 06/06/2011. A partir de cette date il descend lentement jusqu'à fin juillet. Simultanément la zone non saturée de surface ne descend que jusqu'à 10 cm vraisemblablement jusqu'à mi-juin (parallèle au niveau de nappe constant) puis descend parallèlement à la baisse du niveau de nappe (Figure III.41).

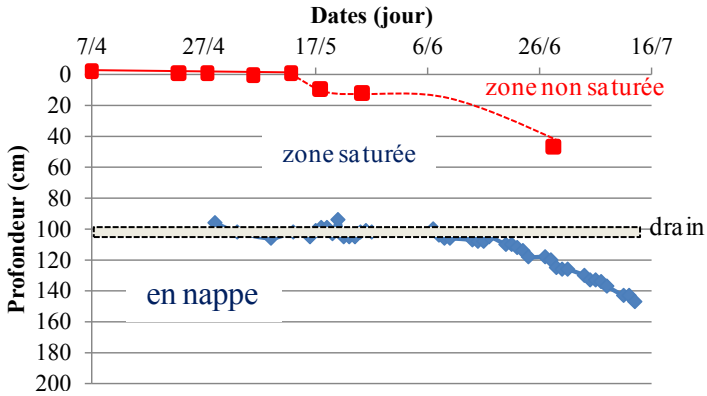


Figure III.41 : Estimation de la profondeur de nappe (niveaux piézométriques mesurées) et de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée (rouge).GWET = Ground water évapotranspiration, VZET = vadose zone évapotranspiration sur la parcelle E2 (tournesol) d'avril à fin juin.

c- Profils des indices des vides et profils de porosité

Les profils des indices des vides et de porosité correspondants suivent les profils de teneur en eau (Figure III.42).

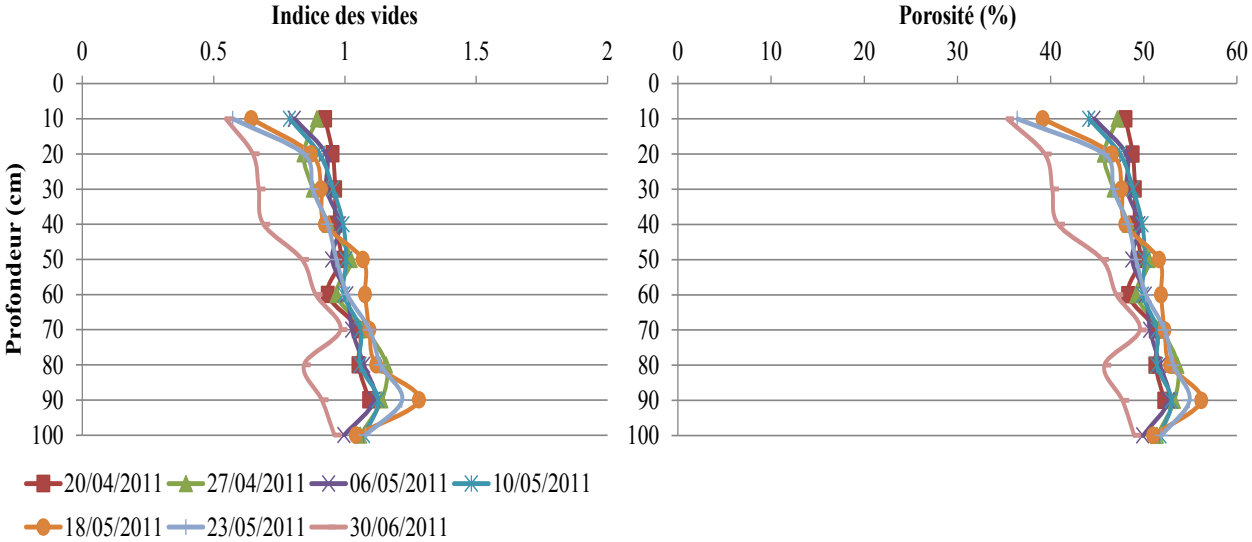


Figure III.42 : Profils des indices de vide et profils de la porosité réalisés du 07/04/2011 à 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Les indices des vides varient de 0,92 à 0,55 à 10 cm (0,93 à 0,65 à 20 cm). A 90 cm de profondeur, ils restent voisins de 1,0 soit au voisinage de Wp. Les valeurs de porosité

correspondantes varient de 48,0% et 35,3% à 10 cm (48,9% à 39,4% à 20 cm). La porosité reste voisine de 50% à 90 cm de profondeur.

d- Profils de densité humide et profils de densité sèche

Les profils de densités suivent de manière inverse ceux des teneurs en eau (Figure III.43).

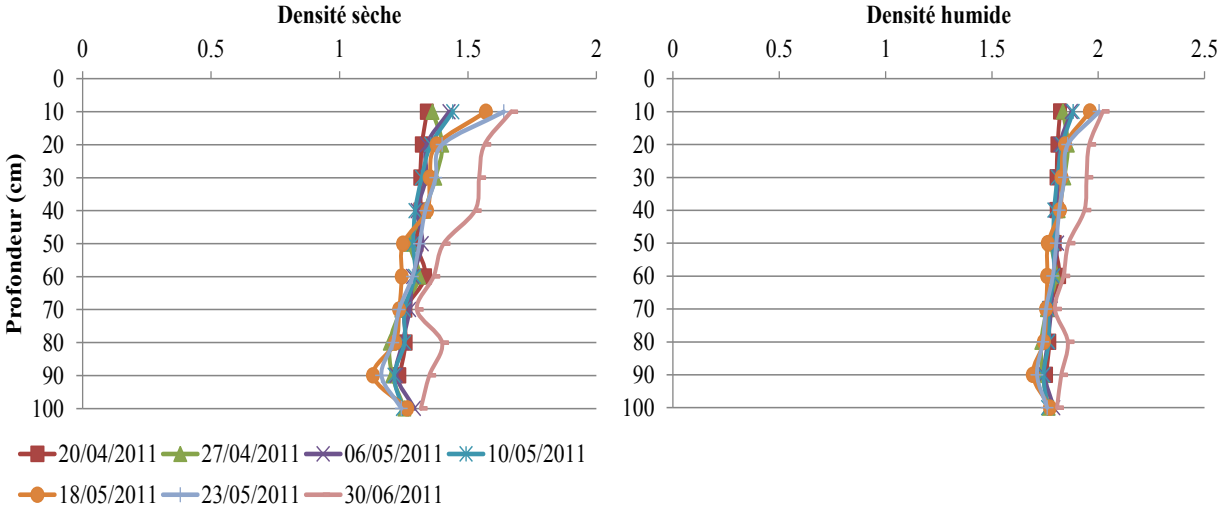


Figure III.43 : Profils de densité sèche et profils de densité humide réalisés du 20/04/2011 au 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Les densités humides varient entre 1,82 et 2,02 à 10 cm de profondeur et entre 1,81et 1,96 à 20 cm entre le 20/04/2011 et le 30/06/201. Elles évoluent entre 1,76 et 1,83 à 90 cm de profondeur. Les densités sèches varient de 1,34 à 1,67 à 10 cm de profondeur et entre 1,32 et 1,56 à 20 cm (du 20/04/2011 au 30/06/2011). A 90 cm elles évoluent entre 1,23 et 1,35. Elles sont voisines de 1,35 à 100 cm de profondeur.

e- Conductivité Electrique du sol par la méthode 1/5è « $CE_{1/5}$ » et Salinité de fluide

Les profils de $CE_{1/5}$ ont été mesurés les 23/05/2011 et 30/06/2011) (Figure III.44).

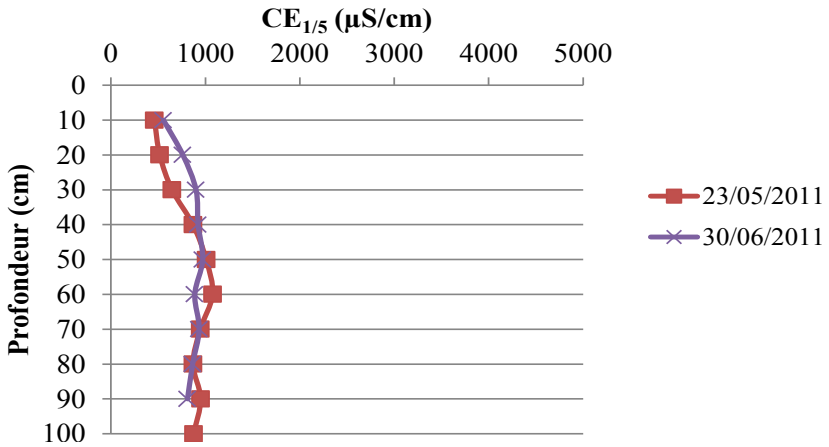


Figure III.44 : Profils des conductivités électriques 1/5è réalisés le 23/05/2011 et le 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Malgré l'écart dans le temps et celui des profils de teneur en eau, les deux profils de $CE_{1/5}$ sont très proches. Les différences les plus importantes apparaissent à 30 et 40 cm de profondeur (647 - 901 µS/cm pour les 20/04 et 30/06 respectivement).

f- Calcul des profils de salinité à partir des profils de $CE_{1/5}$ mesurés.

Calculés à partir des mesures des 23/05/2011 et 30/06/2011, les profils de salinité suivent les profils de $CE_{1/5}$ (Figure III.45).

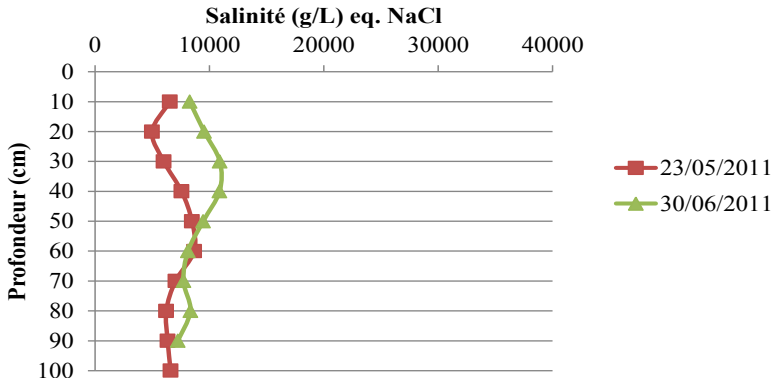


Figure III.45 : Profils des salinités (mg/L) équivalent NaCl réalisés le 23/05/2011 et le 30/06/2011 dans la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Les différences entre les deux dates sont amplifiées par rapport aux profils de $CE_{1/5}$ par les teneurs en eau. Pour le 23/05/2011, la valeur de la salinité est de 6534 mg/L à 10 cm de profondeur contre 4978 mg/L à 20 cm de profondeur. Elle augmente ensuite jusqu'à atteindre 8120 mg/L à 60 cm et puis descend de 6600 mg/L à 1 m de profondeur. Pour le 30/06/2011, la valeur de la salinité augmente de 8268 mg/L à 10 cm à 10903 mg/L à 40 cm de profondeur. Elle diminue ensuite jusqu'à 7721 mg/L à 70 cm de profondeur et de ré-augmente de 8329 mg/L à 80 cm avant de descendre pour une valeur de 7226 mg/L à 90 cm de profondeur.

g- Estimation des évolutions des profils de salinité

Le profil de $CE_{1/5}$ de référence est celui mesuré le 20/04/2011 (Figure III.46).

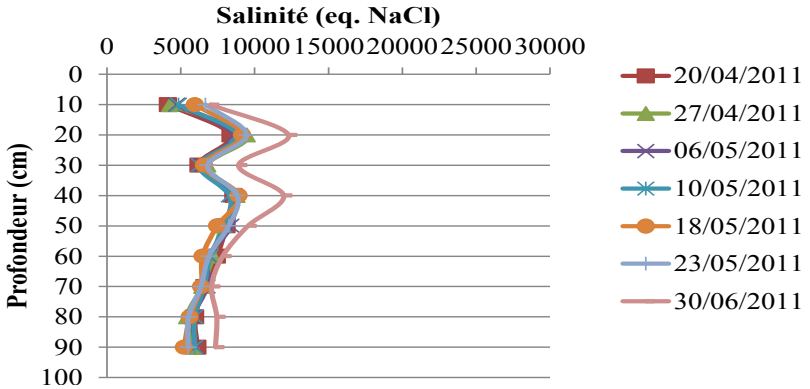


Figure III.46 : Calage et calcul des profils de salinité à partir des valeurs du profil de $CE_{1/5}$ mesuré le 20/04/2011 en fonction des valeurs des profils de teneur en eau de chaque date sur la parcelle cultivée en tournesol (E2).

En surface jusqu'à 20 cm de profondeur, les valeurs de la salinité augmentent de 7004 mg/L à 10 cm de profondeur à 12289 mg/L à 20 cm pour l'exemple du 30/06/2011. Puis cette valeur diminue à 8906 mg/L à 30 cm et ré-augmente à 11964 mg/L à 40 cm. A partir de 40 cm, la valeur diminue et atteint 5499 mg/L à 7342 mg/L à 1 m de profondeur le 20/04/2011 et le 30/06/2011 respectivement.

h- Profils de pH du sol :

Les profils de pH du sol ont été mesurés les 23/05/2011, 26/05/2011 et le 30/06/2011 (Figure III.47).

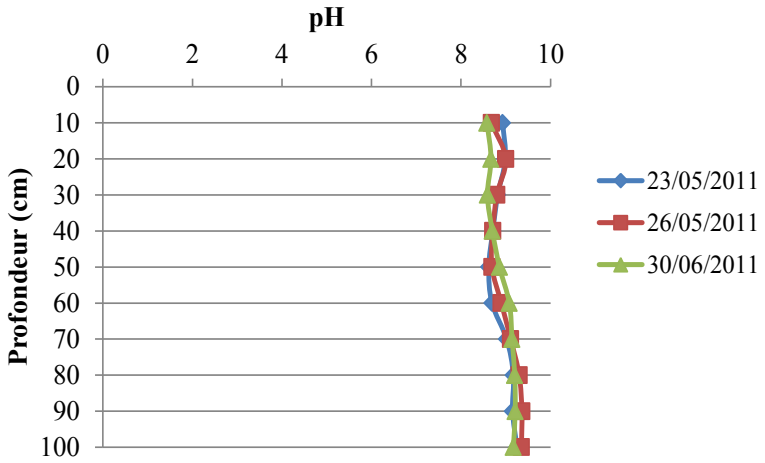


Figure III.47 : Profils de pH du sol le 23/05/2011, 26/05/2011 et le 30/06/2011 sur la parcelle cultivée en tournesol (E2).

Les trois profils de pH sont quasiment superposés. Ils sont légèrement basiques, autour de 8,6 à 9,0 de la surface à 50 cm de profondeur. Ils augmentent légèrement en profondeur (9,20 - 9,35à 1m).

III.3. Discussion - Conclusion partielle

Les profils hydriques des sols de St Laurent de la Prée ont été décrits à partir des teneurs en eau, $CE_{1/5}$ associées et salinités en équivalent NaCl calculées. Trois sites ont été étudiés:

- la prairie L3 non drainée

- la parcelle Salgues (cultivée en blé en 2011) avec les 3 placettes S2 (pré du coteau) et S3 - S4 de plus en plus éloignées du coteau. La parcelle est drainée à 1 m de profondeur

- la parcelle E2 drainée à 1m de profondeur et cultivée en tournesol.

Dans la prairie L3 les profils sont cohérents avec ceux observés les années précédentes par Bernard (2006) et Gallier (2011). Pour un niveau de nappe qui oscille entre 60 et 110 cm, la matrice argileuse reste à l'état solide au-dessus de 70 cm ce qui correspond à la limite de propagation des fractures de dessiccation déjà observée par Bernard 2006 (Figure III.48).

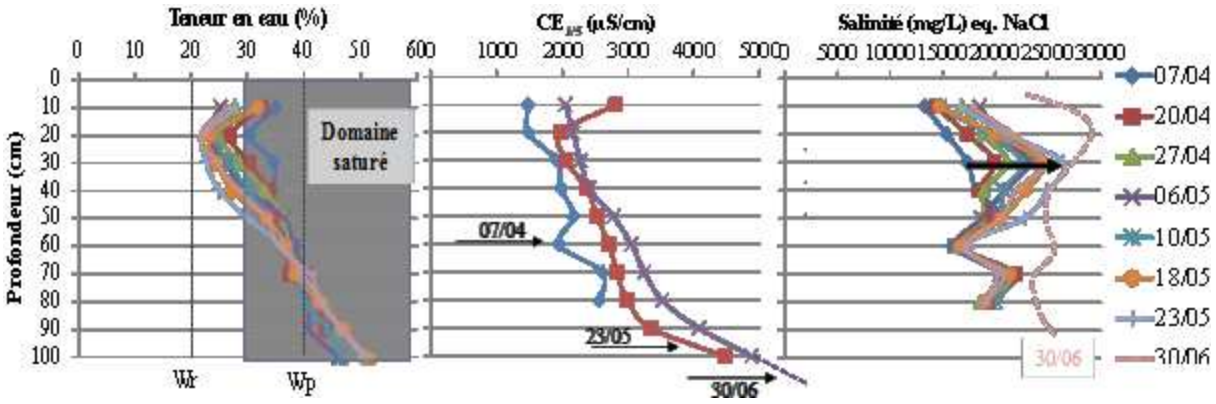


Figure III.48 : Récapitulatif des évolutions des profils hydriques (W, $CE_{1/5}$ et salinité) dans la prairie (non drainée) L3 en 2011.

Après comparaison entre les profils de densité sèche, la courbe Proctor et les courbes de saturations, la limite saturation - non saturation de la matrice argileuse est déterminée pour une teneur en eau de 27%. La limite zone saturée - zone vadose n'apparaît qu'à partir du 27 /04. Avant cette date la matrice argileuse apparaît saturée jusqu'à la surface. La profondeur maximale de l'interface zone saturée - zone non saturée descend jusqu'à 40-50 cm de profondeur entre le 23/05 et le 30/06.

Les profils de W restent stables sous la profondeur équivalente à Wp soit 60-70 cm.

Les profils de $CE_{1/5}$ évoluent en fonction de la période et montrent des valeurs qui croissent en période de dessiccation. La conséquence est que les calculs des profils de CE basés sur uniquement les mesures du 20/04 sous-estiment partiellement les profils de salinité:

- en surface, la moindre augmentation de CE est amplifiée par la diminution des teneurs en eau, elle peut également s'expliquer par les remontées capillaires des eaux salées issue de la nappe du Bri.
- et en profondeur, les valeurs de W restent pratiquement constantes, l'augmentation de salinité, en plus des remontés capillaires, peut s'expliquer par une remontée du gradient de salinité de l'eau de nappe synchrone de la baisse du niveau piézométrique.

Dans la parcelle Salgues, par rapport aux années précédentes et notamment aux enregistrements effectués sur les mêmes placettes en 2006 et 2008, (septembre, décembre, avril et juin) la plus grande différence est un niveau de nappe extrêmement bas mesuré en 2011 (Tableau III.5).

Période	S2	S3	S4
2006 - 2008	20 - 90 cm	70-100 cm	80-110 cm
2011	90 - 230 cm	100 - 180 cm	120 - 260 cm

Tableau III.5 : Récapitulatif des niveaux de nappes observés en 2006-2008 (septembre, décembre, avril et juin) et 2011(Avril-Juin).

Les investigations 2011 sont également limitées à 100cm de profondeur. Elles ne concernent que la partie superficielle qui est la plus lixiviée. Si les profils de $CE_{1/5}$ sont cohérents dans

cette partie superficielle avec celles mesurées en 2006-2008, les niveaux piézométriques bas entrainent des profils de teneurs en eau faibles qui augmentent, via le calcul des salinités. Le décalage est observé sur l'ensemble du profil (jusqu'à 1m de profondeur). La différence de niveau piézométrique de S2 vers S4 est due à l'écoulement de la nappe vers la partie Sud de la parcelle.

Du point de vue limite zone saturée - zone non saturée, les profils sont saturés jusqu'au 10/05 en S2 alors que le front de non saturation apparaissent le 27/04 en S3 et S4. Les profondeurs atteintes par cette zone vadose sont voisines de 70 -80 cm en S2 et S4 et 90 cm en S3.

En S3 et S4 les profils de salinités extrapolés se superposent à ceux calculés via les mesures réelles de $CE_{1/5}$. Les différences apparaissent en surface de S3, essentiellement à cause des faibles valeurs de W qui atteignent la limite de retrait en surface en août. En S4 les écarts de salinité sont importants en août en surface, à cause des faibles teneurs en W, et vers 1m de profondeur, à cause de l'augmentation des $CE_{1/5}$ mesurées à ce niveau. Comme pour L3 deux facteurs peuvent influer sur les profils de salinité : l'augmentation de salinité de la nappe avec sa baisse du niveau piézométrique et les remontées capillaires (Figure III.49 ; III.50).

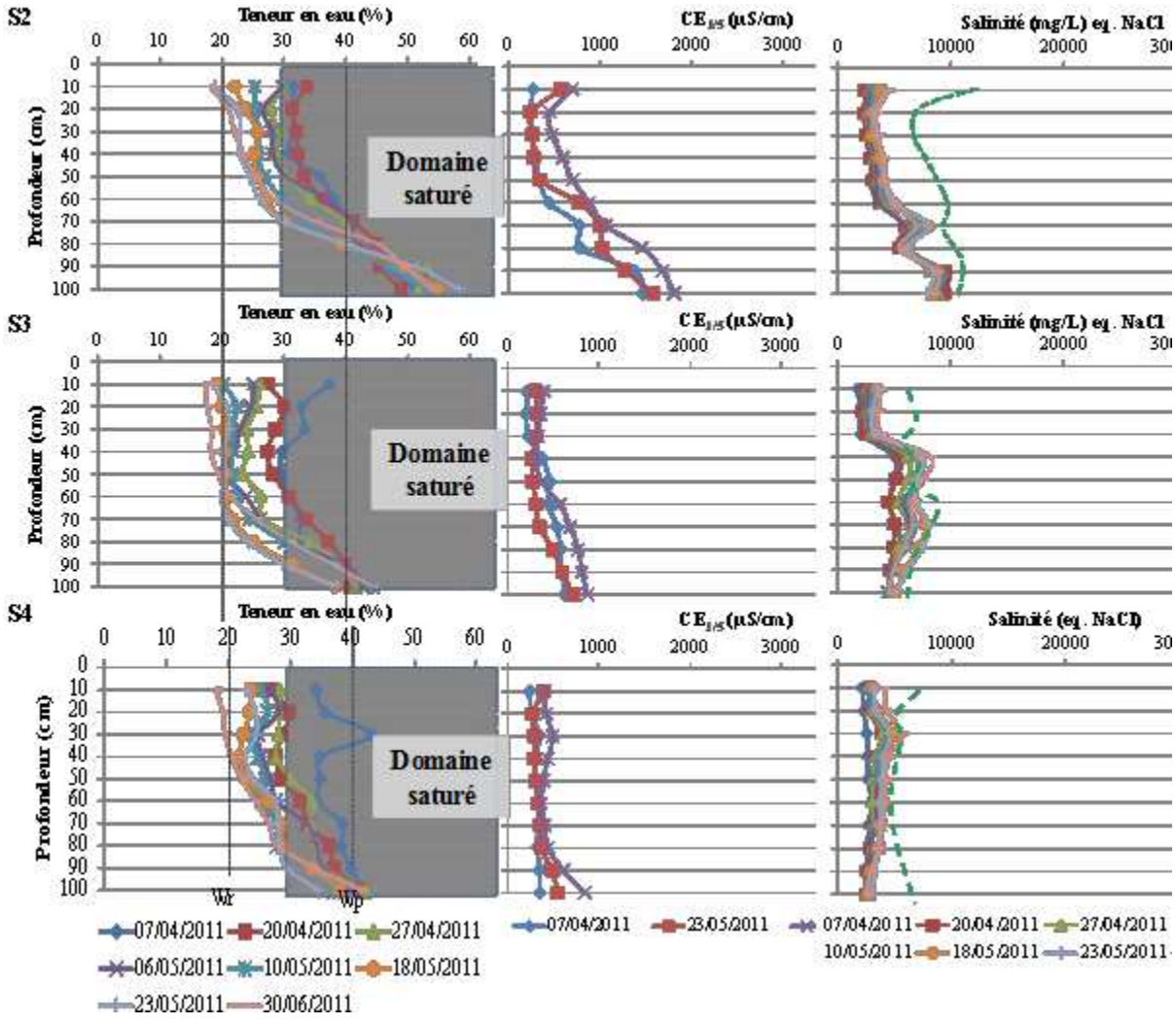


Figure III.49 : Récapitulatif des évolutions des profils hydriques (W, $CE_{1/5}$ et salinité) dans la parcelle drainée Salgues (S2, S3 et S4) en 2011.

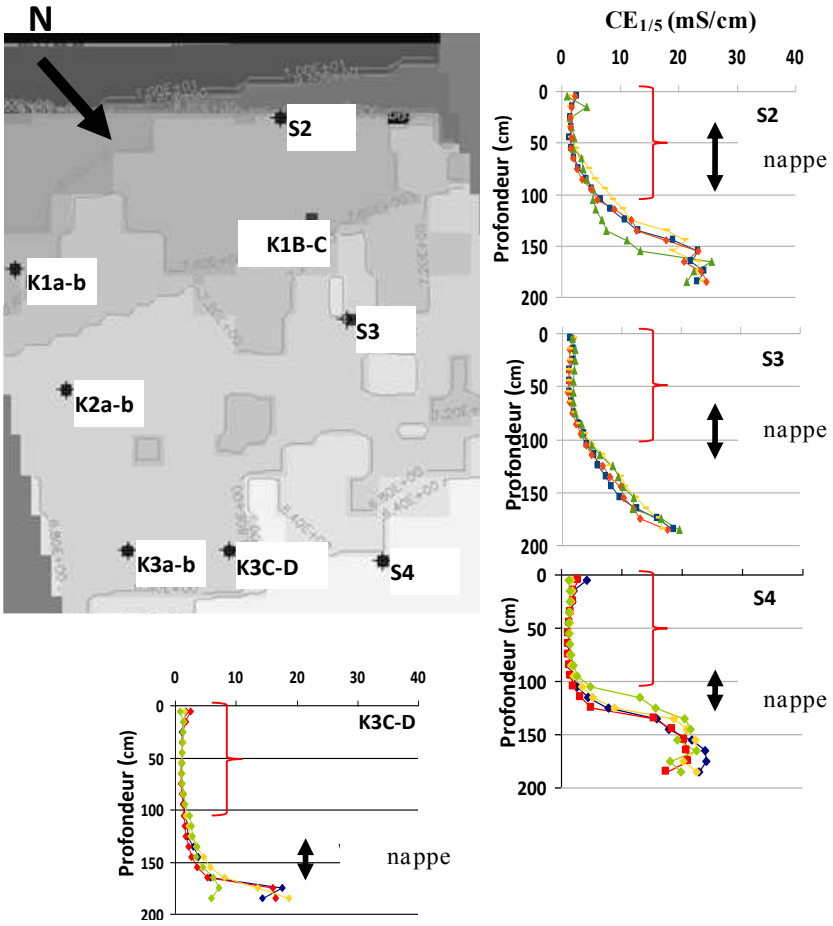


Figure III.50 : Evolution des profils de $CE_{1/5}$ mesurés de 2006 à 2008 sur la parcelle Salgues. L'accolade rouge montre le niveau superficiel d'investigation en 2011.

En E2, pour des niveaux piézométriques relativement stables entre 100 et 120cm de profondeur, le profil hydrique montre une matrice argileuse à l'état saturé presque toute l'année, excepté en surface lors de la période la plus sèche (Figure III.51). A cette période, la profondeur de la zone vadose est limitée à 10-20 cm, Elle est observée à 50 cm le 26/06/2011.

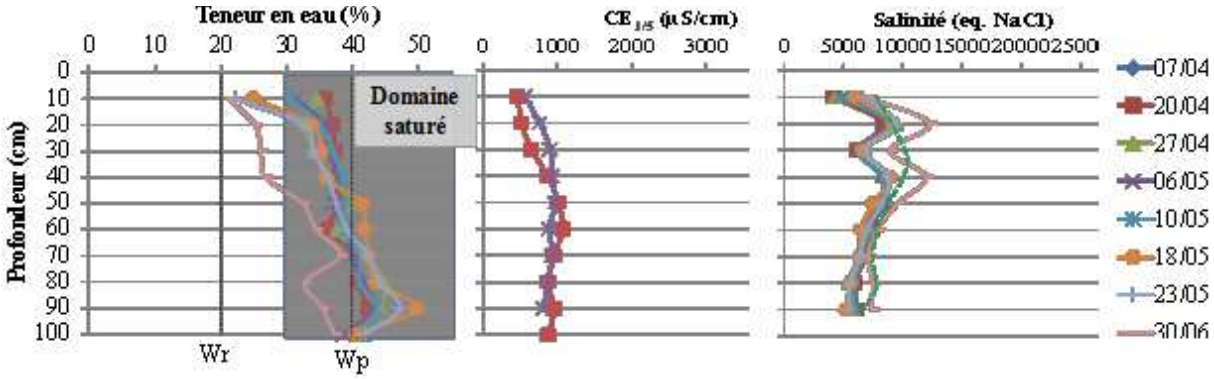


Figure III.51 : Récapitulatif des évolutions des profils hydriques (W, $CE_{1/5}$ et salinité) dans la parcelle drainée cultivée en tournesol E2 en 2011.

Les hauteurs de nappe qui restent proches de la surface dans ces territoires gagnés par assèchement progressif de marais côtiers permettent de toute évidence des remontées

capillaires d'eau de nappe qui résultent la plupart du temps de mélange eau douce - eau salée fossile. Ces remontées de nappe doivent influencer à la fois les profils typiques de W et de salinité qui sont généralement caractérisés par des valeurs de W et salinité plus élevées en profondeur. Le phénomène est très prononcé en prairie non drainée du fait du battement de nappe près de la surface. Il semble également présent en parcelle drainée, mais très atténué du point de vue salinité quand on ne regarde que la couche supérieure d'1m.

Le fonctionnement des territoires du point de vue relation sol/plante dépend premièrement de leurs gestions hydrauliques et du rabattement de nappe provoqué par le drainage ou l'absence de drainage. Ces conditions de drainages gouvernent l'épaisseur de surface potentiellement lixiviée et la forme des profils de $CE_{1/5}$ (Gallier, 2011; Figure III.42). Ces profils de $CE_{1/5}$ ont même été associés aux rendements de culture (Gallier, 2011).

Les rendements de culture mais également la pédodiversité de ces territoires sont influencés par les couples stress hydriques - stress salin qui sont traduits par les profils présentés ci-dessus. La question est d'estimer la quantité d'eau disponible dans le sol face aux besoins saisonnier des plantes et les relations avec leur enracinement : i.e. compétition entre décente du front de dessiccation (ETP) et front de remontée capillaire.

IV - EVOLUTIONS DES PROFILS TENSIOMETRIQUES (SITE EXPERIMENTAL DE L'INRA DE ST LAURENT DE LA PREE)

IV.1. Les évolutions en 2011

IV.1.1. Prairie L3

Pour compléter les mesures des propriétés physico-chimiques du sol et avancer vers les relations plantes-sols, des tensiomètres à bougie poreuse ont été implantés à 40, 60 et 80 cm de profondeur sur la parcelle en prairie L3. Les instrumentations sont localisées sur une placette d'environ 1,5 m^2 qui englobe les localisations des prélèvements effectués pour les profils de W et $CE_{1/5}$ de manière à avoir des profils de mesures comparables. L'installation des tensiomètres a été réalisée le 05/04/2011. Les mesures ont été réalisées du 07/04/2011 au 13/07/2011, le matin au moins deux fois par semaine, afin de suivre les variations de pression de succion dans le sol en relation avec l'approfondissement des fronts de dessiccation (Figure IV.1).

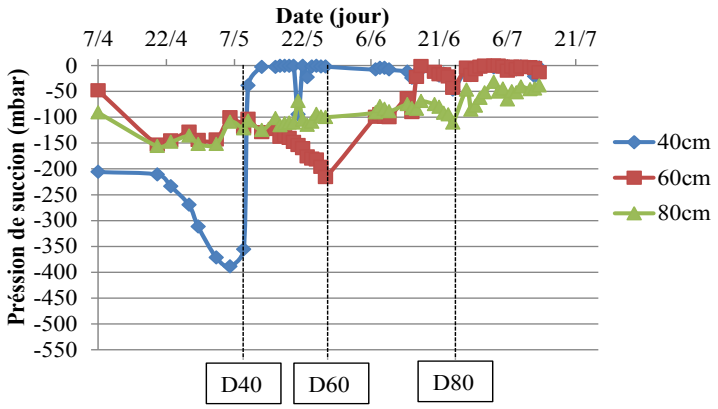


Figure IV.1 : Profil des suivis tensiométriques à 40, 60 et 80 cm de profondeur du 07/04/2011 au 13/07/2011 sur la parcelle en prairie. D40, D60 et D80 correspondent aux désamorçages de la bougie poreuse à 40 cm, 60 cm et 80 cm de profondeur. *Le terme « désamorçage » signifie chute brutale de la pression mesurée correspondant à une trop forte différence de valeur entre la pression de l'eau dans le sol et celle exercée par l'eau contenue dans la bougie. Cela se traduit soit par l'absorption de l'eau de la bougie vers le sol ou vice versa de l'entrée d'air dans la bougie dû au développement des fractures.*

Les mesures tensiométriques sont traduites en pressions de succion dont les évolutions dans le temps peuvent être suivies aux différentes profondeurs. La valeur limite de potentiel pouvant être mesurée avec ces tensiomètres est de -850 mbar.

A 40 cm de profondeur, la valeur de pression de succion augmente jusqu'à atteindre une valeur de -389 mbar avant le désamorçage de la bougie poreuse le 06/05/2011, puis la valeur reste faible aux alentours de -10 à 0 mbar jusqu'à l'enlèvement de la bougie poreuse.

A 60 cm de profondeur, la valeur de la pression de succion augmente dès la deuxième mesure le 20/04/2011 puis atteint sa plus forte valeur à -216 mbar le 27/05/2011 pour le désamorçage de la bougie. Ensuite, la valeur de pression de succion diminue pour se stabiliser autour de 0 mbar à partir du 18/06/2011.

A 80 cm de profondeur, on observe le même phénomène qu'à 60 cm de profondeur mais avec désamorçage plus tardif de la bougie avec une faible valeur de -111 mbar le 24/06/2011.

Les évolutions des pressions de succion diffèrent avec la profondeur par :

- des pressions mesurées plus fortes en surface
- des pressions de désamorçage des bougies également plus fortes en surface
- des dates de désamorçage qui sont retardées de la surface vers la profondeur.

Les désamorçages des bougies à 40 et 60 cm aux dates des 06/05 et 27/05/2011 se situent à des profondeurs localisées au sein de la zone saturée de la matrice argileuse.

L'ensemble peut s'expliquer par l'avancement du front de dessiccation dans le temps sous l'influence météorologique : et la concurrence entre la dessiccation de surface et la remontée capillaire associée au niveau de battement de la nappe. On remarque également que les pressions de désamorçages restent très faibles par rapport aux limites (850 mbar) des bougies.

A- Les variations de pressions de succion journalières

Afin d'essayer de mettre en évidence le fonctionnement hydrique du sol face aux cycles météorologiques journaliers, trois mesures de pression ont été faites vers 8h30 le matin, vers 13h30 l'après-midi et vers 18h30 le soir. Ces séries de trois mesures ont été réalisées du 17/05/2011 au 12/07/2011 (Figure IV.2).

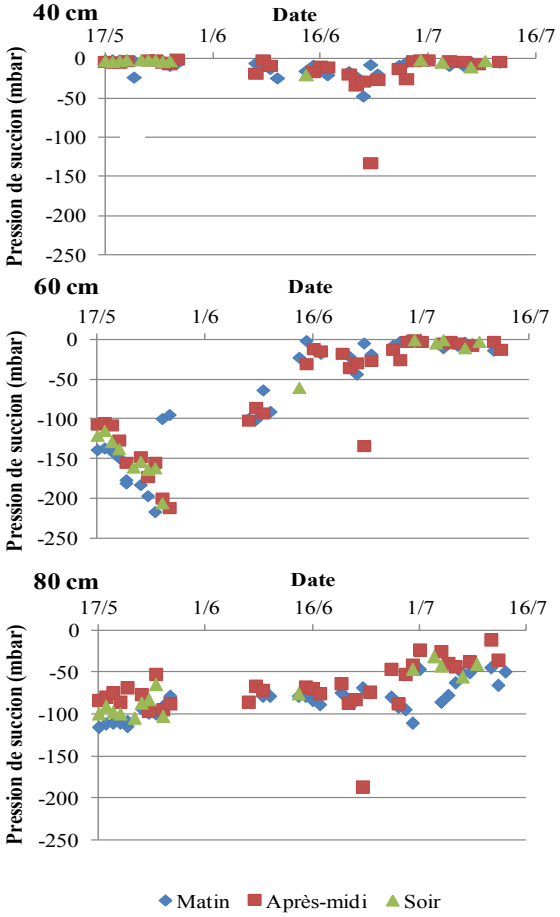


Figure IV.2 : Evolutions des pressions de succion journalières mesurées le matin, l'après-midi et le soir à 40, 60 et 80 cm de profondeur sur la parcelle en prairie L3 du 17/05/2011 au 12/07/2011.

A 40 cm de profondeur, les différences de pression de succion entre le matin, l'après-midi et le soir sont similaires. Elles s'accroissent en profondeur (60 et 80 cm). Les valeurs sont plus fortes le matin, plus faibles l'après-midi et intermédiaires le soir. A 60 cm de profondeur, pour des maximums de pressions de 220 mbar, les différences entre après-midi et matin sont voisines de 20-25 mbar. A 80 cm, malgré des pressions plus faibles (maximum à 120 mbar), ces différences sont voisines de 35 - 40 mbar. Finalement en plus des effets de la profondeur et des dates, les valeurs de la pression de succion évoluent au cours de chaque cycle journalier.

B- Gradients de charge et écoulement en milieu non saturé

L'évolution des profils de teneurs en eau avec le temps correspond à une évolution du stock d'eau dans la tranche de sol considérée. Une diminution des teneurs en eau correspondant à une diminution du stock d'eau peut s'expliquer par évaporation à partir de la surface et par écoulement (drainage) en partie inférieure. La forme des profils de teneur en eau est également assurée par les remontées capillaires. Une augmentation des teneurs en eau, soit augmentation du stock d'eau, s'explique également par une recharge à partir de la surface par les eaux de pluie (Figure IV.3; Royer et Vachaud, 1974).

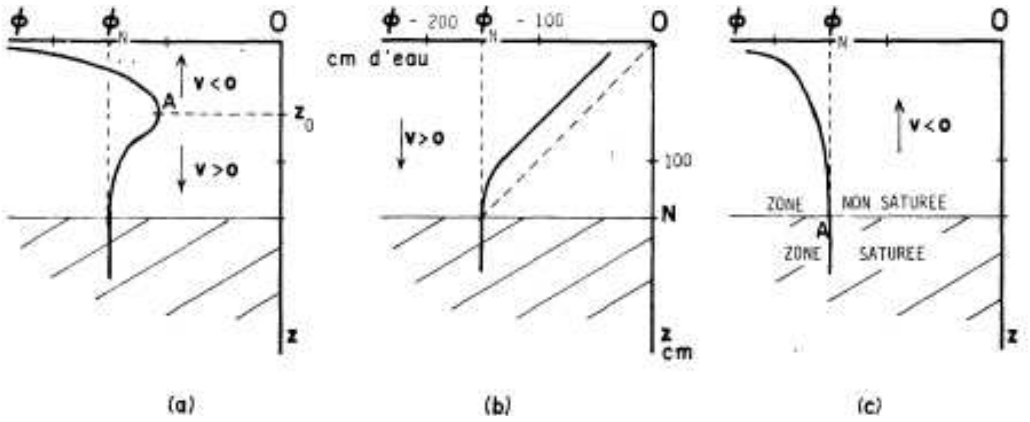


Figure IV.3 : Représentation schématique de profils de potentiels a - profil courant avec dessiccation de surface et recharge par le bas au-dessus du niveau de nappe N, b - recharge superficielle par la pluviométrie, c - dessiccation continue jusqu'au niveau N. Le phénomène de dessiccation induit un écoulement vers le haut (V<0), le gradient de charge du bas vers le haut est positif. La recharge implique un écoulement vers le bas (V>0), le gradient de charge du bas vers le haut est négatif.

L'utilisation simultanée des tensiomètres et des profils de teneur en eau permet de calculer les gradients de charge. Dans ce travail, ils sont basés sur les suivis des pressions de succion pendant la saison aux trois niveaux 40 (P_{40}), 60 (P_{60}) et 80 cm (P_{80}) de profondeur (Figure IV.4). Le calcul est le suivant:

- entre 40 et 60 cm de profondeur, gradient de charge = PS_{60} - PS_{40}/(60-40)
- entre 60 et 80 cm de profondeur, gradient de charge = PS_{80} - PS_{60}/(80-60).

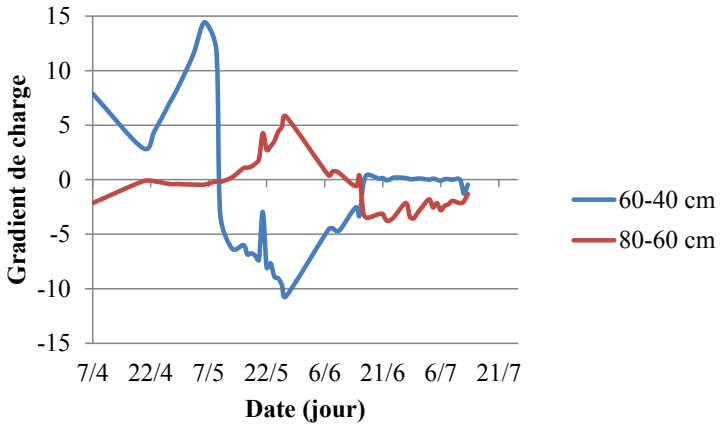


Figure IV.4 : Variation des gradients de charge hydraulique 60 - 40 cm et 80 - 60 cm profondeur dans la parcelle en prairie L3, suivi du 07/04/2011 au 13/07/2011.

Entre 60 et 40cm de profondeur, les gradients montrent 3 périodes successives:

- (1) Le gradient de charge est positif jusqu'au 09/05/2011 pour une valeur variant de 2,9 à 14,5 qui correspond à l'augmentation de l'intensité de dessiccation en surface. Cette première période correspond à un flux ascendant donc issu de la nappe par remontée capillaire.

- (2) A partir du 10/05/2011 le gradient de charge devient brutalement négatif jusqu'à -10,7 le 27/5, ce qui correspond à la descente du front de dessiccation jusqu'à 60cm et au désamorçage de la bougie à 40 cm.

- (3) Puis, le gradient devient nul jusqu'à la fin de la campagne du fait du désamorçage des deux bougies à 40 et 60 cm.

Le basculement de charge positive à charge négative s'établit le 10/05 soit pour la descente du niveau de nappe sous 80cm (20cm sous la bougie 60cm; Figure IV.4). Dans cette seconde période, les variations du gradient sont dictées par les variations de pressions mesurées à 60cm. Sans le désamorçage de la bougie à 40cm, ses pressions continueraient à augmenter et à accroitre le gradient témoins de l'écoulement ascendant.

Entre 80 et 60 cm de profondeur, trois périodes se distinguent également:

- (1) une première étape "d'équilibre" entre les pressions à 60 et 80 cm qui se traduit par un gradient de charge presque nul, le front de dessiccation n'a pas atteint les bougies poreuses de 60 et 80 cm de profondeur.

- (2) à partir du 10/05/2011 le gradient de charge devient positif et augmente progressivement jusqu'à 5,8 le 27/05. Le front de dessiccation affecte de plus en plus le tensiomètre de 60 cm. Le gradient est positif et l'alimentation en eau s'effectue par remontée capillaire. Le changement de signe du gradient de charge apparait pour un niveau de nappe qui passe sous 1,0 m de profondeur soit 20 cm sous la bougie à 80 cm.

- (3) à partir du 14/06/2011, le gradient de charge devient négatif du fait du désamorçage de la bougie à 60 cm.

IV.1.2 Parcelle cultivée en blé (S2, S3, S4)

Les trois placettes S2, S3 et S4 ont été instrumentées à 30, 60 et 90 cm de profondeur. Les mesures tensiométriques ont été réalisées du 07/04/2011 au 13/07/2011 en parallèle des mesures de la teneur en eau (Figure IV.6). Les mesures tensiométriques ont été effectuées régulièrement le soir. La localisation des placettes et les évolutions de nappes sont rappelées sur la figure IV.5.

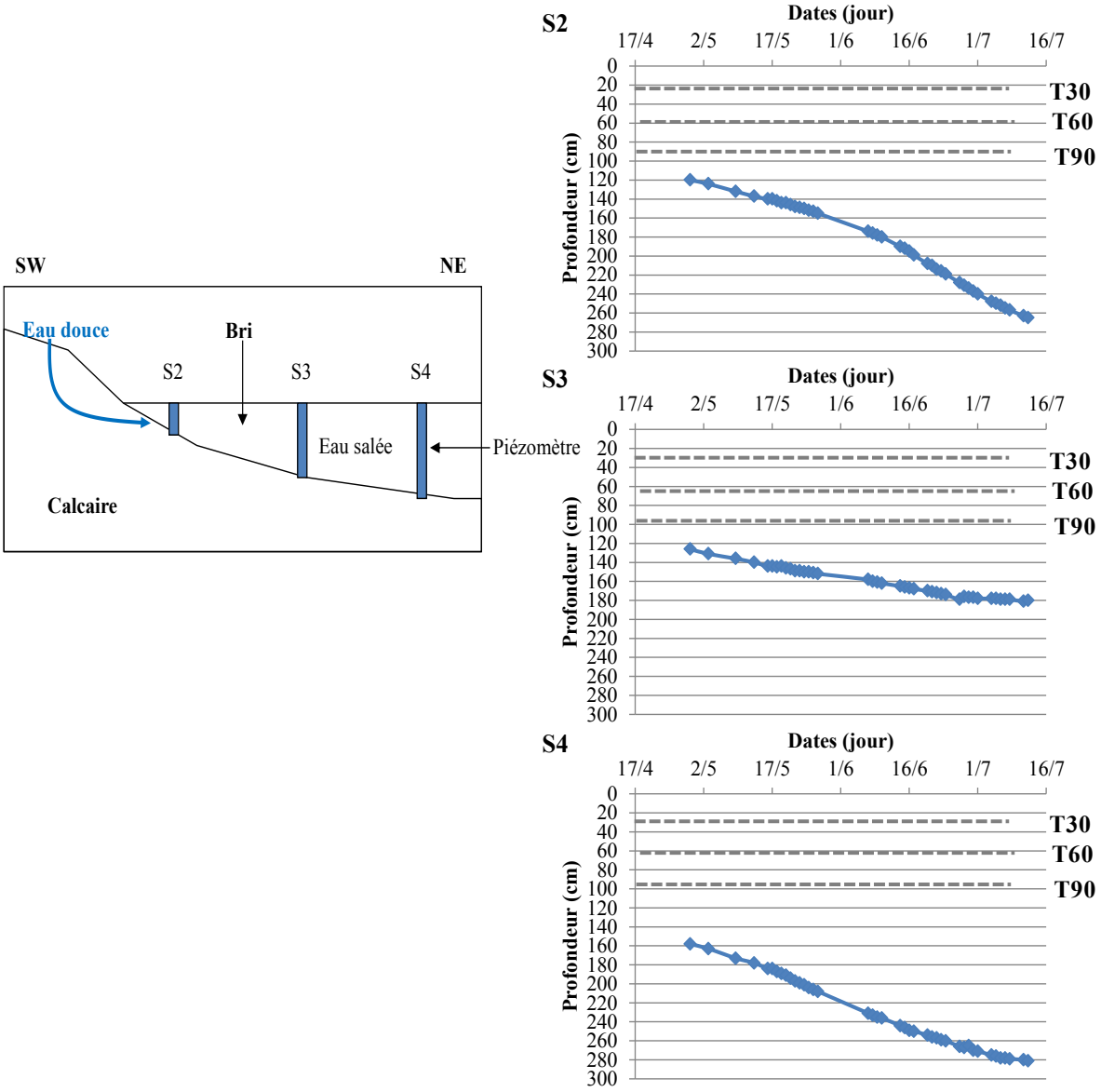


Figure IV.5 : Suivi des niveaux piézométriques d'Avril à Juillet 2011 sur les trois placettes S2, S3, S4. T30, T60, T90 niveaux d'implantation des bougies poreuses.

Les profils tensiométriques montrent des fonctionnements similaires sur les trois placettes: augmentation des pressions de succion avec le phénomène de dessiccation et désamorçage des bougies décalés dans le temps pour les trois profondeurs de mesure (30, 60 et 90 cm).

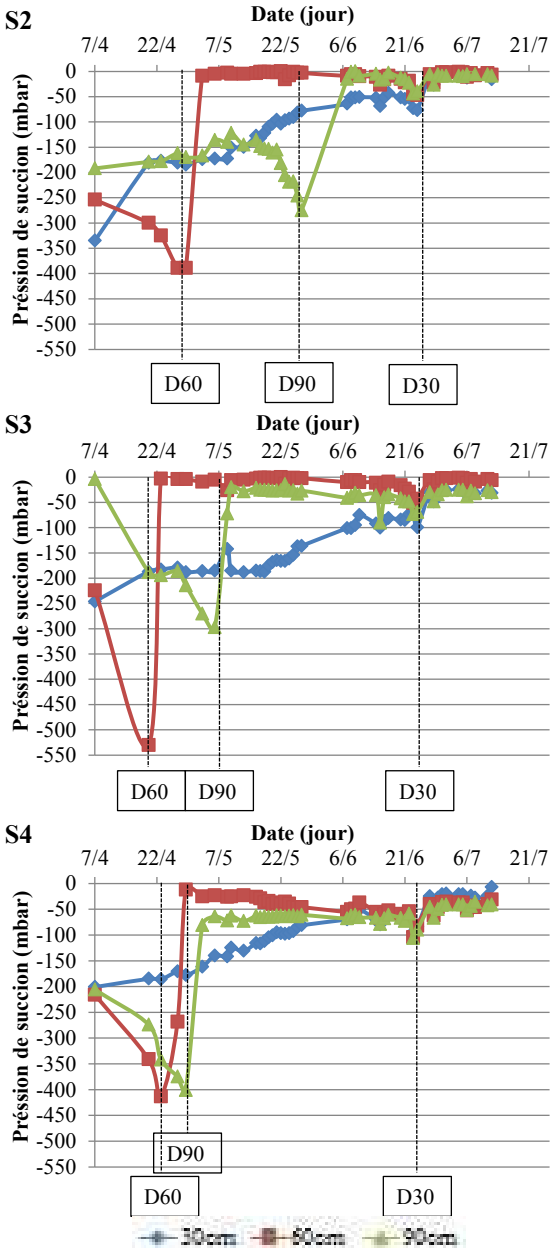


Figure IV.6 : Suivis tensiométriques à 30, 60 et 90 cm de profondeur du 07/04/2011 au 13/07/2011 en S2, S3 et S4. D30, D60 et D90 correspond au désamorçage des bougies poreuses à 30 cm, 60 cm et 90 cm de profondeur respectivement.

A 30 cm de profondeur, on observe une diminution progressive des valeurs de pressions de succion similaire en S2, S3 et S4 sans désamorçage net des bougies. Les valeurs des pressions mesurées le 20/04 sont voisines de -200 mbar, elles diminuent jusqu'à pratiquement 0 mbar mi-juillet.

A 60 cm de profondeur, les valeurs des pressions de succions "initiales" mesurées le 07/04 ou le 20/04 sont encore localisées autour de -200 mbar. En S2, les pressions augmentent jusqu'au désamorçage du 22/04 à - 400 mbar. En S3, la bougie a désamorcé le 22/04 pour une pression de -530 mbar. C'est en fait la seule valeur différente de zéro donnée par cette bougie. En S4, Les valeurs de pression augmentent jusqu'au décrochage du 22/04 à -400 mbar.

A 90 cm, en S2 les pressions diminuent légèrement de manière continue jusqu'au 10/05, puis augmentent rapidement jusqu'au désamorçage le 27/05/2011 à - 280 mbar. En S3, les valeurs de pression diminuent légèrement du 20/04 jusqu'au 29/04 puis augmentent rapidement jusqu'au désamorçage le 06/05/2011 à -300 mbar. En S4, les valeurs de pressions augmentent jusqu'au désamorçage du 29/04 pour une pression de -400 mbar. Après les désamorçages, les valeurs de potentiels de succion restent plus ou moins stables pour atteindre des valeurs entre 0 et -100 mbar.

Finalement, le fonctionnement en termes de potentiels de succion est homogène sur les trois placettes. A 30 cm les pressions décroissent progressivement, A 60 et à 90 cm, les enregistrements sont marqués par une augmentation des pressions avec la dessiccation puis un désamorçage brutal, plus tardif à 90 cm qu'à 60 cm mais également pour des pressions de succions plus faibles à 90 cm qu'à 60 cm. Une différence de fonctionnement entre les trois sites apparaît au niveau des enregistrements à 90 cm; désamorçages retardés dans le temps avec l'éloignement par rapport au coteau et pressions de désamorçage qui augmentent également avec l'éloignement du coteau.

Les diminutions progressives des pressions de succions correspondent à la structuration du sol en surface vraisemblablement associée au labour. A 60 et 90 cm de profondeur les décrochages des bougies s'effectuent encore dans la zone saturée.

A- Les variations de pressions de succion journalières

Entre le 17/05/2011 et le 12/07/2011 des pressions de succion ont été mesurées matin, après-midi et le soir aux trois profondeurs (Figures IV.7).

A 30 cm de profondeur, les mesures effectuées aux différentes heures, sur les 3 placettes, sont cohérentes. Néanmoins les faibles différences suivent la hiérarchie suivante :

- tensions plus fortes le matin

- tensions intermédiaires le soir

- tension plus faibles l'après-midi.

Les différences restent faibles avec un maximum d'une dizaine de mbar entre matin et après-midi.

En S2, à 60 cm de profondeur, la bougie est désamorcée le 25/06. Par contre les enregistrements en S3 et S4 sont surprenants dans la mesure où les pressions mesurées le soir sont très supérieures à celles du matin et de l'après-midi :

- en S3 les mesures du matin et de l'après-midi sont voisines de 0 mbar, significatives d'un désamorçage de la bougie, le soir les valeurs sont nettement plus importantes, comprises entre -200 et - 150 mbar jusqu'au 16/06, elles diminuent ensuite progressivement jusqu'à 0.

- en S4 les mesures du matin et de l'après-midi sont voisines de -40 - -50mbar, le soir les valeurs sont voisines de - 100 mbar.

A 90 cm de profondeur, les enregistrements obtenus sur la bougie "S2" montrent la même cohérence et hiérarchie qu'à 30 cm avec une différence maximum entre matin et après-midi d'une trentaine de mbar. En S3 et S4 les bougies peuvent être considérées comme "désamorcées".

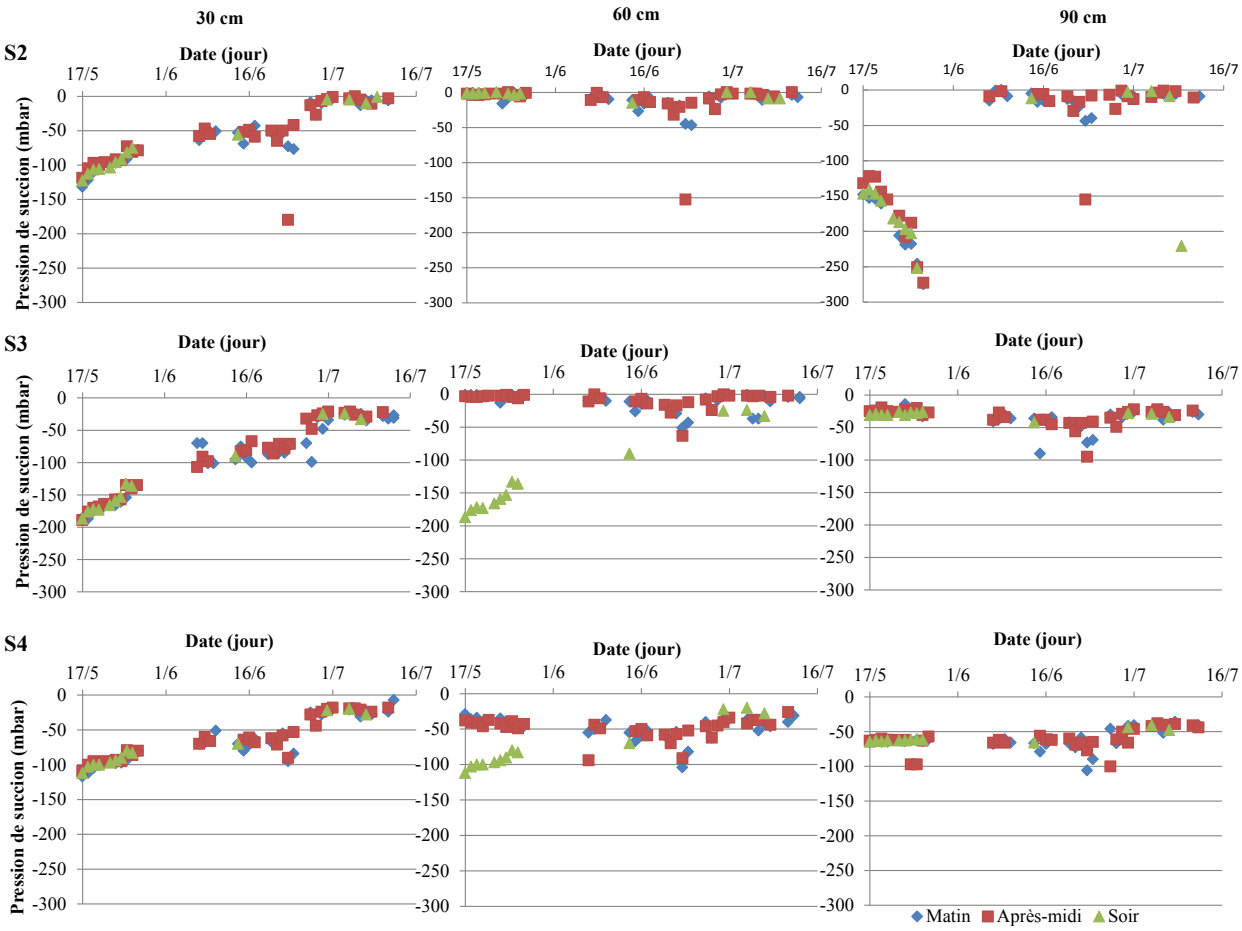


Figure IV.7 : Evolutions des pressions de succion journalière du matin, de l'après-midi et du soir à 30, 60 et 90 cm de profondeur sur la parcelle cultivée en blé (S2, S3 et S4) le 17/05/2011 au 12/07/2011.

B- Gradients de charge et écoulements

Les gradients de charge hydrauliques calculés entre les niveaux 60 et 30 puis 90 et 60 cm de profondeur sont du même type sur les trois placettes (Figure IV.8). Ils présentent 3 périodes successives :

- (1) En début de saison
    - Les gradients 60-30 cm sont négatifs. Ils traduisent des écoulements descendants, soit une légère recharge par la surface. Effectivement les pressions de succions mesurées à 30cm décroissent progressivement dans le temps sans marquer de désamorçage malgré les faibles teneurs en eau. Effectivement les teneurs en eau mesurées à 30 cm sont généralement légèrement supérieures à celles mesurées à 60 cm de profondeur. L'évolution structurale de ce niveau de surface, nettement différent de celle observée en

prairie, peut être associée à une structuration du sol particulière à la zone de labour.

- Les gradients 90-60 cm sont positifs en début de saison et cohérents avec les différences d'évolution des deux niveaux. Le niveau 60 cm subit complètement l'approfondissement du front de dessiccation. Le gradient positif traduit l'alimentation ascendante par remontée capillaire jusqu'au désamorçage de la bougie à 60cm.

- (2) En milieu de saison
  - Les gradients 60-30 cm sont positifs du fait du désamorçage des bougies à 60 cm et de l'évolution progressive des pressions mesurées dans le niveau de surface labouré. Une alimentation descendante est néanmoins possible via la structuration du sol en surface.
  - Les gradients 90-60 cm sont négatifs du fait du désamorçage de la bougie 60. Néanmoins, l'alimentation ascendante par capillarité reste logique à la vue des augmentations progressives des pressions mesurées à 90 cm de profondeur qui témoignent de l'approfondissement du front de dessiccation.
- (3) En fin de saison
  - Les gradients 60-30 cm tendent progressivement vers zéro. Les pressions mesurées à 30 cm de profondeur diminuent de plus en plus correspondant à une augmentation progressive de la granulométrie de porosité de ce niveau labouré. Le gradient positif traduit une alimentation descendante de plus en plus faible.
  - Les gradients 90-60 cm deviennent quasiment nuls dès le désamorçage de la bougie à 90 cm. Les pressions mesurées à 60 et 90 cm sont alors toutes les deux nulles.
  - L'évolution positive puis décroissante jusqu'à une intensité nulle correspondant aux décrochages communs des deux bougies "à 30 et à 60 cm de profondeur".

Néanmoins les deux premières périodes sont raccourcies dans le temps entre S2, S3 et S4. Le phénomène est à relier aux variations de niveau de nappe qui s'approfondissent de S2 vers S3 (Figure IV.5). Il traduit l'impact de la remontée capillaire qui diminue avec l'approfondissement de la nappe.

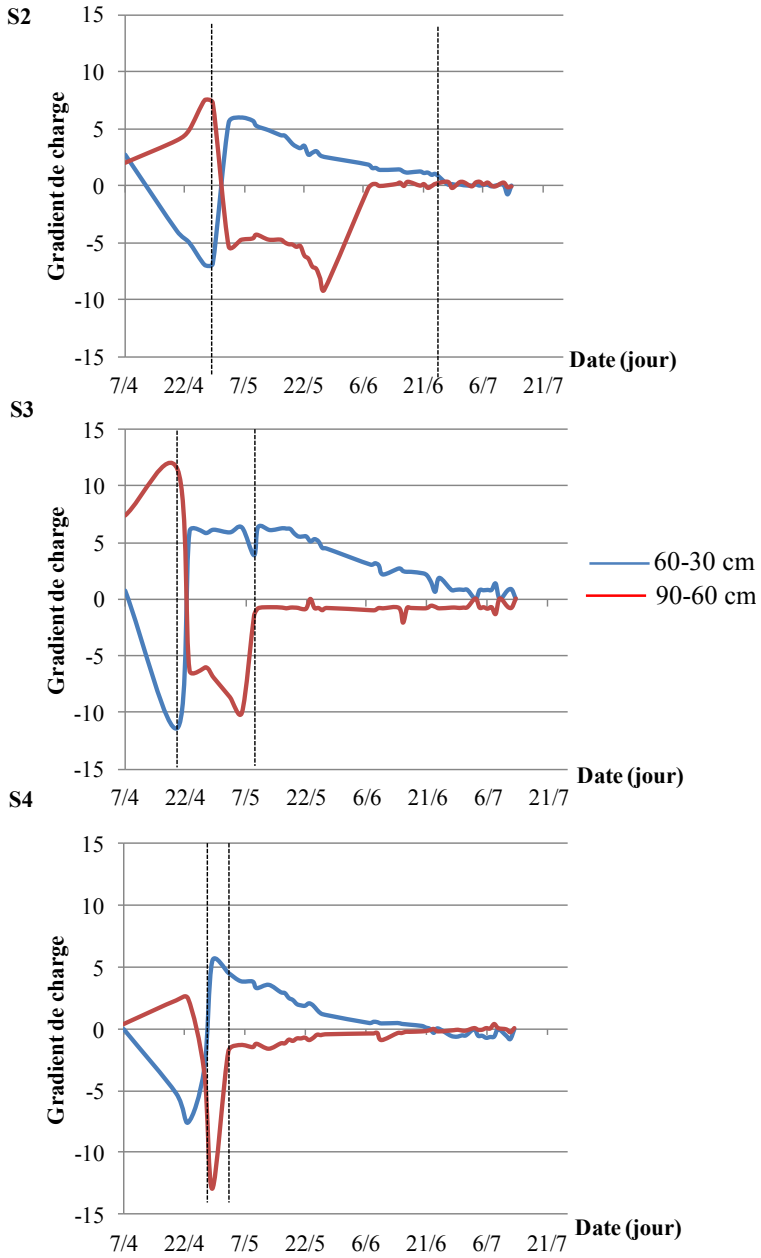


Figure IV.8 : Variation des gradients de charge hydraulique entre 30 et 60 cm de profondeur et entre 60 et 90 cm de profondeur en S2, S3 S4 du 07/04/2011 au 13/07/2011 (culture de blé).

IV.1.3. Parcelle cultivée en tournesol (E2)

Les mesures tensiométriques ont été réalisées du 20/04/2011 au 13/07/2011 à 30, 60 et 90 cm de profondeur en parallèle des mesures de la teneur en eau (Figure IV.9).

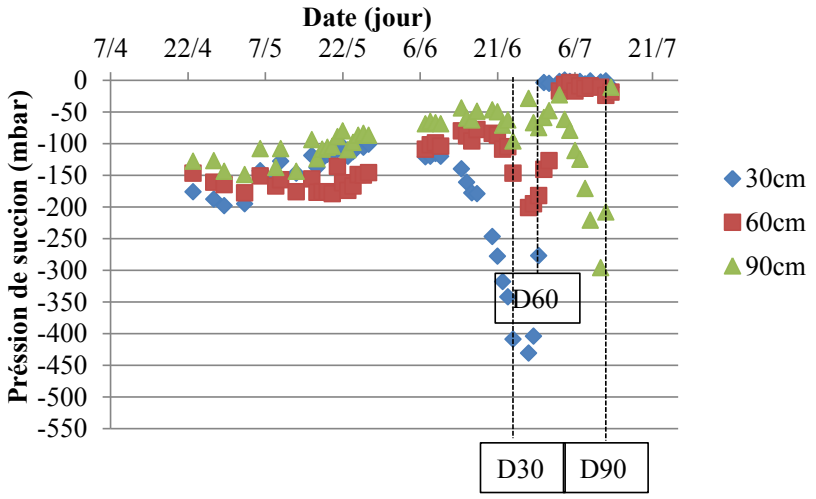


Figure IV.9 : Profil des suivis tensiométriques à 30, 60 et 90 cm de profondeur du 07/04/2011 au 13/07/2011 sur la parcelle en tournesol E2. D30, D60 et D90 correspondent aux désamorçages des bougies poreuses à 30 cm, 60 cm et 90 cm.

Les profils mesurés sur les trois profondeurs sont du même type avec trois périodes successives :

- une décroissance progressive des pressions de succion ;

- une remontée brutale des pressions de succion jusqu'au désamorçage des bougies ;

- le désamorçage et la stabilisation des pressions résiduelles entre -50 et 0 mbar.

Les enregistrements à 30, 60 et 90 cm de profondeur commencent par des pressions voisines de -176, -148 et -128 mbar respectivement.

A 30 cm, les pressions décroissent jusqu'à -81 mbar le 25/05 puis remontent progressivement jusqu'au désamorçage le 27/06 pour une pression de -431 mbar.

A 60 cm, les pressions décroissent jusqu'à -60 mbar le 15/06 puis augmentent progressivement jusqu'au désamorçage le 27/06 pour une pression de -201 mbar. Si le pic de pression correspondant au désamorçage de la bougie apparait le même jour qu'à 30 cm, l'augmentation des pressions y commence plus tôt.

A 90 cm, les pressions décroissent jusqu'à -47 mbar le 20/06 puis remontent avec un palier (24/06) jusqu'au désamorçage le 11/07/2011 pour une pression de -296 mbar.

A- Les variations de pressions de succion journalières

Pour la période du 17/05/2011 au 12/07/2011, les mesures de pressions ont été répétées le matin (8h30), l'après-midi (13h30) et le soir (18h30) (Figure IV.10).

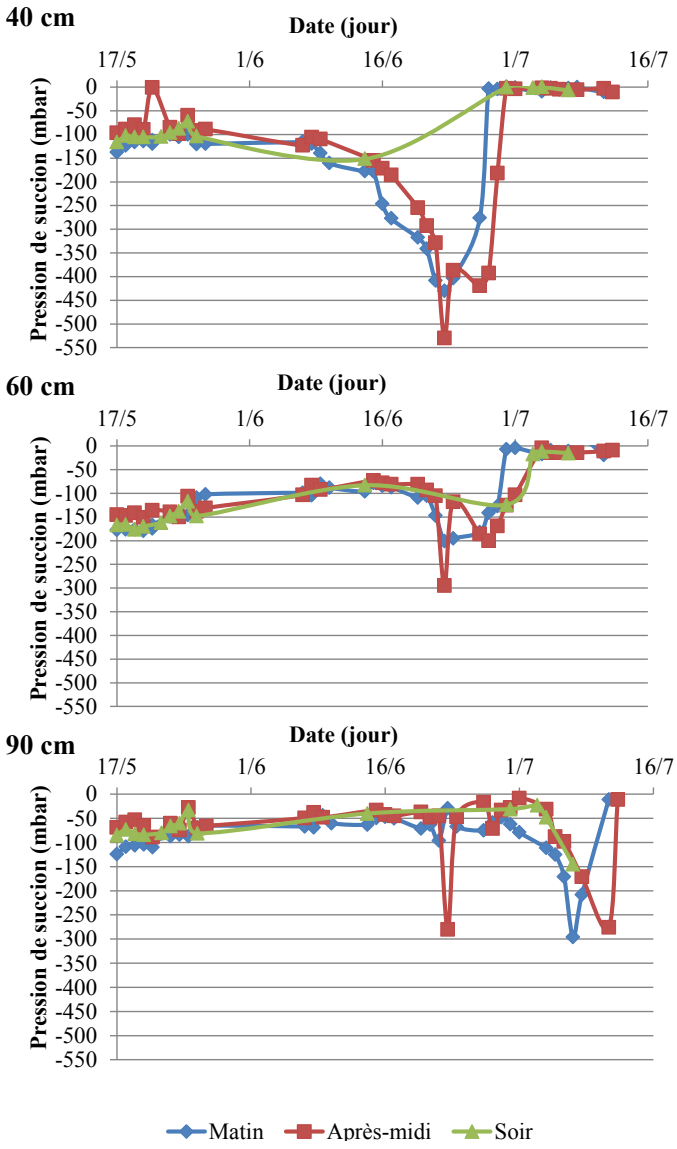


Figure IV.10 : Evolutions des pressions de succion le matin, l'après-midi et le soir mesurées à 30, 60 et 90 cm de profondeur sur la parcelle en tournesol E2 du 17/05/2011 au 12/07/2011.

Dans l'ensemble les mesures effectuées aux différentes heures sont cohérentes entre elles pour les trois profondeurs. Néanmoins, une différence générale apparaît entre les heures. Comme sur les sites précédents les pressions mesurées le matin sont les plus fortes. Elles sont les plus faibles l'après-midi et intermédiaires le soir. La différence maximale obtenue entre matin et après-midi est de l'ordre de 50 mbar jusqu'au 16/06.

A 30 cm de profondeur, les mesures et l'allure des courbes de pression de succion du matin et de l'après-midi sont similaires jusqu'au 16/06. A partir de cette date les pressions mesurées croissent rapidement. L'augmentation des pressions de succion se traduit par le pic de désamorçage de la bougie pour des pressions mesurées de -387 mbar et -530 mbar pour le matin et l'après-midi le 23/06/2011 respectivement. Les pics du 23/06 sont également observés sur les diagrammes obtenus à 60 et 90cm. A 60 cm le pic est bien marqué l'après-midi (-300 mbar) et plus discret le matin (-200 mbar). A 90 cm il n'est visible que l'après-midi (-295 mbar).

B- Gradients de charge et écoulements

Les deux gradients de charge hydraulique entre 60 - 30 cm et 60 - 90 cm ont été calculés du 20/04/2011 au 13/07/2011(Figure IV.11).

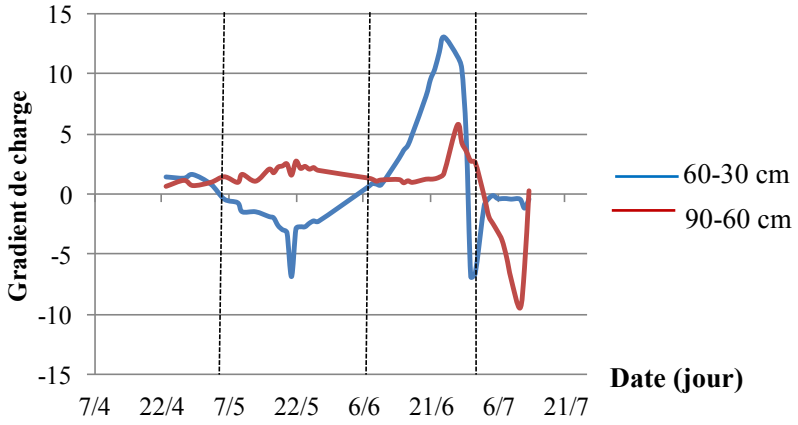


Figure IV.11 : Variation des gradients de charge hydraulique 60-30cm et 90-60 cm de profondeur dans la parcelle cultivée en tournesol E2, suivi du 20/04/2011 au 13/07/2011.

Dans cette parcelle l'évolution du niveau piézométrique montre deux périodes :

- (1) la période précoce jusqu'au 06/06 avec un niveau quasi constant autour de 1,00 m de profondeur,

- (2) la période tardive du 06/06 au 16/07 avec une baisse amorcée entre le 06/06 et 20/06 et nette entre le 20/06 et le 16/07.

Les évolutions des pressions tensiométriques mesurées à 30, 60 et 90 cm semblent gouvernées par ces deux périodes piézométriques :

- (1) jusqu'au 06/06 les valeurs tensiométriques diminuent légèrement pour les trois niveaux,

- (2) à partir du 06/06 les pressions mesurées augmentent successivement à 30, 60 et 90 cm de profondeur jusqu'au désamorçage des bougies.

Les évolutions des gradients de pression peuvent également être décrites pour ces deux périodes :

- (1) dans la période précoce,
    - jusqu'au 06/06 après une courte période positive (22/04 - 07/05) le gradient de charge 60-30 devient négatif jusqu'à un maximum de -6,85. Ces deux épisodes correspondent à des pressions de succions à 60 cm quasiment constantes mais des pressions à 30 plus fortes pour la période positive traduisant la dessiccation de l'horizon de surface, puis une diminution constante de la pression à 30cm. Le début peut effectivement correspondre à un flux vertical par ascension capillaire face à la dessiccation de surface. Le second peut correspondre à une alimentation de surface dans l'horizon de surface qui se restructure.

- le gradient de charge 90-60 cm est légèrement positif jusqu'au 21/06. Il traduit le parallélisme entre les deux profils de pression à 60 et 90cm de profondeur. La dessiccation est légèrement plus importante à 60 cm: le flux ascendant par capillarité est cohérent.

- (2) dans la seconde période,
  - à partir du 06/06, le gradient de charge 60-30 cm est positif et augmente rapidement jusqu'au désamorçage de la bougie à 60cm. L'approfondissement du front de dessiccation provoque la remontée capillaire. La partie négative finale correspond au désamorçage de la bougie à 30cm.
  - le gradient 90-60 cm n'augmente franchement qu'à partir du 22/06 soit pour l'avancée du front de dessiccation à ce niveau, jusqu'au désamorçage de la bougie le 11/07. Cette remontée du gradient de charge correspond à l'accentuation de la remontée capillaire à ce niveau en concurrence au front de dessiccation.

IV.1.4 Relation potentiel en eau- structure sol

Les suivis tensiométriques montrent essentiellement :

- des évolutions dans le temps aux différentes profondeurs qui traduisent l'approfondissement des fronts de dessiccation

- et le désamorçage successif des bougies poreuses, à priori, lié à la propagation des fractures de dessiccation qui interrompt le film d'eau entre la bougie et la matrice du sol. Si ce phénomène de désamorçage est fréquent aux alentours de 80 mbar il se produit particulièrement "tôt" dans ces sols argileux de Bri par rapport aux limites des bougies utilisées.

Ces mesures de pressions de succion peuvent être traduites en valeurs de pF (Tableau IV.1) :

$$pF = \log_{10} h \text{ (cm ou équivalent mbar).}$$

Les diamètres équivalents des pores pour lesquels l'eau peut être retenue peuvent être calculés suivant la loi de Jurin :

$$Ø = 4\,\delta / (\rho_W\, g\, \Psi)$$

avec Ø le diamètre équivalent en m

δ la tension superficielle = 0,0727 $N*m^{-1}$

ρ_W la densité de l'eau

g l'accélération de la pesanteur

Ψ la pression de succion en (m)

Pression de succion (mbar)	Hauteur équivalente Eau (cm)	pF	Type d'eau	Ø pores (µm)
1	1,017	0		
10	10,17	1	Capacité maximale	>30
100	103	2		
330	344	2,5	Capacité au champ	9
500	511	2,7		
1 000	1 017,1	3		
10 000	10 171	4		
15 000	15 499	4,2	Point de flétrissement	0,2

Tableau IV.1 : Récapitulatif de relation pression de succion, hauteur équivalente d'eau, pF et diamètres de pores pour lesquels l'eau peut être retenue (d'après Mathieu et Pieltain 1998).

A- Prairie L3 (non drainée)

Les évolutions des potentiels de succion avec le temps sont nettes dans la représentation pression de succion / temps. Les profils obtenus montrent parfaitement le désamorçage des bougies et les valeurs résiduelles de pressions qui oscillent entre 0 et 20-50 mbar après désamorçage. A l'inverse, à cause du mode de calcul des pF (log_{10}), ces valeurs résiduelles oscillent dans une gamme de pF entre 0 et 2.6 (Figure IV.12).

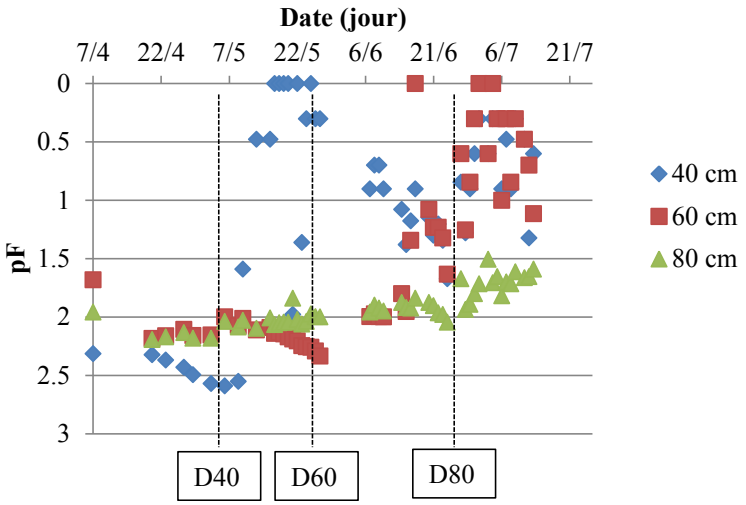


Figure IV.12 : Suivi des évolutions des valeurs de pF dans la parcelle en prairie L3 le 07/04/2011 au 13/07/2011.

En L3 les valeurs de pF sont limitées au domaine 0 – 2,58, soit sensiblement la capacité au champ. En accord avec les profils de pression mesurés aux différentes profondeurs, les profils de pF évoluent également avec la profondeur d'investigation. On constate qu'à 40 cm de profondeur, on atteint la valeur maximale 2,58 juste avant le désamorçage de la bougie. A 60 cm de profondeur le désamorçage de la bougie intervient au pF de 2,4. A 80 cm de profondeur, on observe une diminution progressive dans le temps des valeurs de pF, à partir d'une valeur initiale de 2,2 fin avril jusqu'à 1,5 - 1,6 début juillet.

Les représentations des évolutions de pF ainsi calculés à partir des pressions de succions, via la fonction log10 apparaissent moins "précises" ou moins démonstratives que les simples profils de pressions mesurées. Dans ces conditions les discussions entre potentiel en eau et structure du sol sont, par la suite, basées sur les données en pressions de succion.

a- Diagramme croisés W-e-PS-Ø

Les relations entre structure de la matrice argileuse et propriétés hydromécaniques ont déjà été représentées dans des diagrammes croisés de type W-e-C, W-e-Qd et W-e-C-K. Les diagrammes simples W-e représentent la courbe de retrait de la matrice argileuse et permettent de reporter les profils de teneurs en eau mesurés *in situ*. Les diagrammes e-C et e-Qd permettent de représenter les relations de type loi puissance ou équations de Perdok (Bernard, 2006; Bernard et al., 2007 ; Gallier, 2011; Gallier et al., 2012). Les diagrammes W-K représentent les évolutions de perméabilités de la matrice argileuse le long d'un chemin d'état équivalent à la droite de retrait et des profils structuraux *in situ*.

Dans l'objectif de caractériser les évolutions synchrones de microstructure du sol et des potentiels hydriques, l'idée est de représenter ces résultats dans un diagramme croisé W-e (courbe de retrait) - e - PS (pression de succion) - Ø (diamètre des pores équivalents calculés via la loi de Jurin) (Figure IV.13).

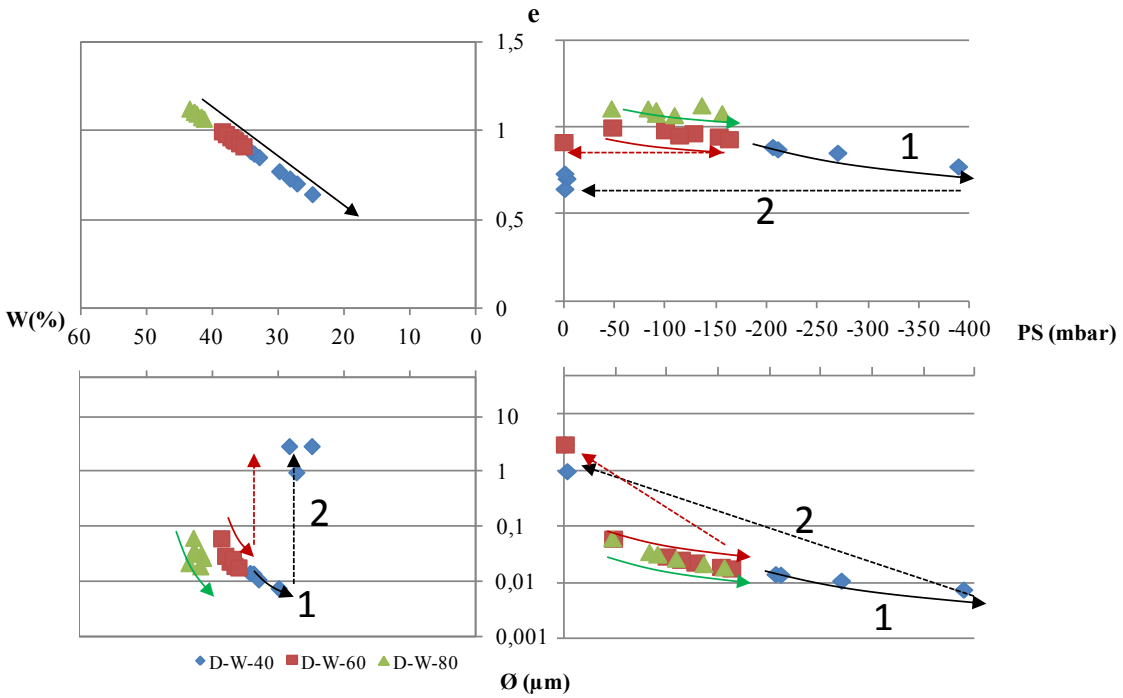


Figure IV.13 : Représentation des évolutions du structure du sol dans le diagramme croisé W (teneur en eau) -e (indice de vide) - PS (Pression de succion) - Ø (diamètre de pore équivalent) dans la parcelle en prairie L3. (1) dessiccation - retrait et diminution de taille de pores, (2) désamorçage des bougies dû à l'ouverture de macropores et/ou fractures de retrait,

Le diagramme croisé permet de montrer les trois domaines de dessiccation du Bri associés aux trois profondeurs 40 cm, 60 cm et 80 cm. Le front de dessiccation affecte la structure du Bri de manière décroissante avec la profondeur conformément au phénomène de dessiccation

qui est (1) issu de la surface et (2) éventuellement concurrencé en profondeur par les remontées capillaires. Jusqu'au désamorçage des tensiomètres cela se traduit par une diminution de la taille des pores équivalents, 20 à 9 µm à 40 cm, 80 à 20 µm à 60 cm et 80 cm.

b- Diagramme croisés W-e-PS-salinité

Les évolutions de structure du sol sont associées essentiellement au phénomène de dessiccation dû aux conditions climatiques en période estivale mais également à la baisse des niveaux de nappe. La première conséquence pour les plantes est l'augmentation de pression de succion du sol et l'apparition du stress hydrique. Le deuxième phénomène est l'augmentation de la salinité en profondeur. L'objectif est alors de représenter les évolutions de structure du sol le long de la courbe de retrait en relation avec les évolutions dans le temps des pressions de succions aux différentes profondeurs instrumentées mais également de la salinité. L'évolution est présentée dans le diagramme croisé W-e-PS-salinité (Figure IV.14).

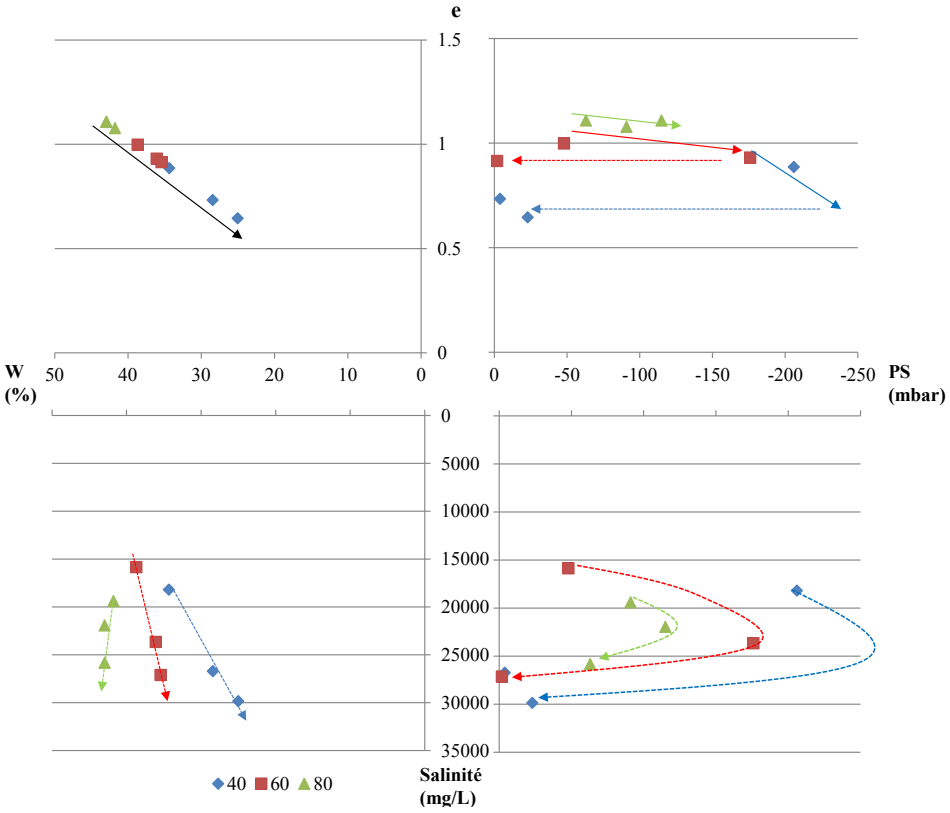


Figure IV.14 : Représentation de l'évolution des salinités de l'eau d'imbibition du sol au cours de la dessiccation en relation avec les pressions de succions en L3 (2011).

Dans le diagramme W-salinité, les relations salinité / teneur en eau sont évidentes, l'augmentation de salinité est gouvernée par la dessiccation: une diminution des teneurs en eau provoque une augmentation des salinités. Malgré les faibles variations de teneur en eau à 80 cm de profondeur l'augmentation de salinité est importante.

Dans le diagramme pression de succion - salinité, l'augmentation de salinité semble suivre deux étapes : (1) une étape d'augmentation associé à la dessiccation et à la diminution de taille

des pores équivalents et (2) une augmentation continue liée à l'ouverture des fracture et le désamorçage des bougies poreuses. En fait la teneur en eau est mesurée sur les blocs de matrice argileuse qui continuent à subir le phénomène de retrait après désamorçage des bougies. Le diamètre équivalent des pores calculé n'est plus représentatif de la microstructure de matrice après désamorçage. L'augmentation de salinité suit en fait le phénomène de retrait de matrice et la diminution de la taille des pores et de la porosité de la matrice.

B. Les parcelles cultivées drainées

Les mêmes représentations sont faites pour les parcelles drainées soit la parcelle Salgues avec les placettes instrumentées S2, S3 et S4, et la parcelle E2 (Figure IV.15a, b, c, d). La parcelle Salgues est cultivée en blé et la parcelle E2 en tournesol.

a- Diagramme croisés W-e-PS-Ø

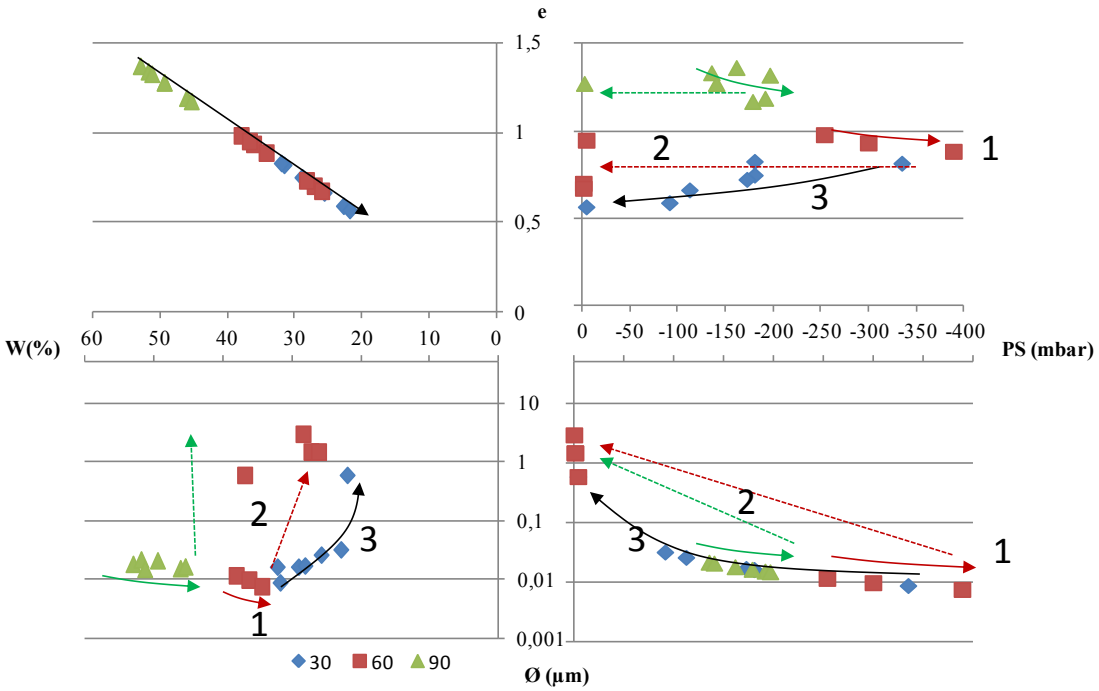


Figure IV.15a : Représentation des évolutions du structure du sol dans le diagramme croisé W (teneur en eau) -e (indice de vide) - PS (Pression de succion) - Ø (diamètre de pore équivalent) dans la parcelle cultivée en blé S2.

En S2, le diagramme croisé représente les évolutions des profils tensiométriques avec :

- (1) l'augmentation des pressions de succion avant désamorçage associée à la diminution progressive du diamètre équivalent des pores, à 60 et 90 cm de profondeur,

- (2) le désamorçage et l'ouverture des pores équivalents (fracturation) à 60 et 90 cm,

- (3) la structuration progressive du Bri en surface dans le domaine labouré à 30 cm avec augmentation progressive du diamètre équivalent des pores.

Le phénomène est identique en S2, S3 et S4:

- dessiccation, augmentation des pressions de succion et diminution du diamètre équivalent des pores jusqu'au désamorçage, et restructuration du sol à 30 cm dans la couche "labourée".

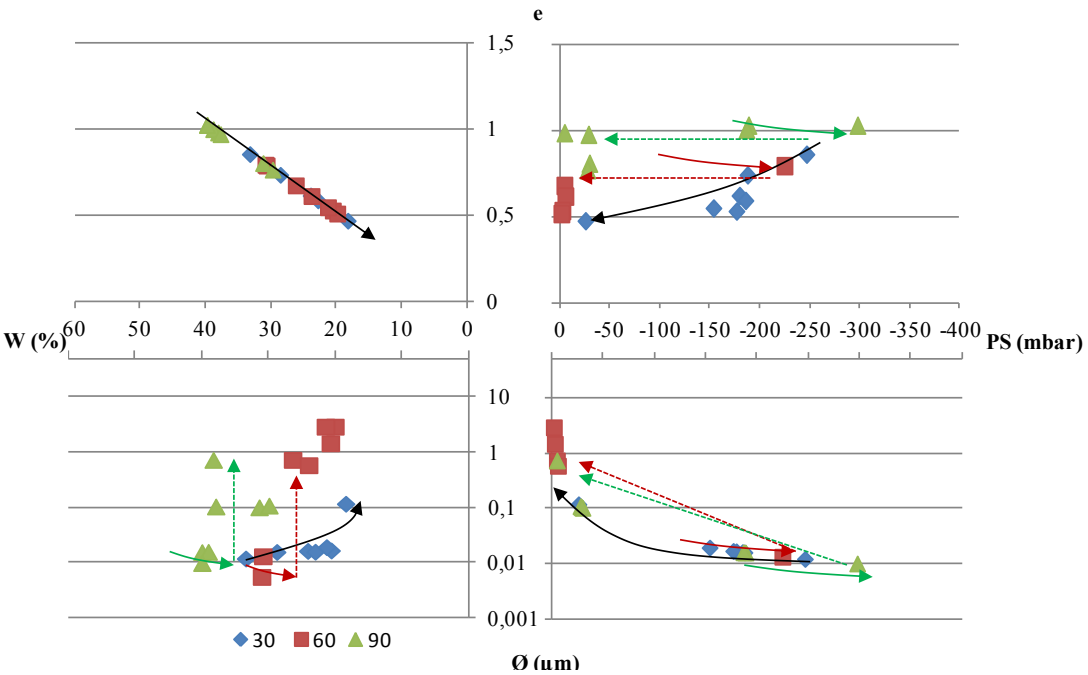


Figure IV.15b : Représentation des évolutions du structure du sol dans le diagramme croisé W (teneur en eau) - e (indice de vide) - PS (pression de succion) - Ø (diamètre de pore équivalent) dans la parcelle cultivée en blé S3.

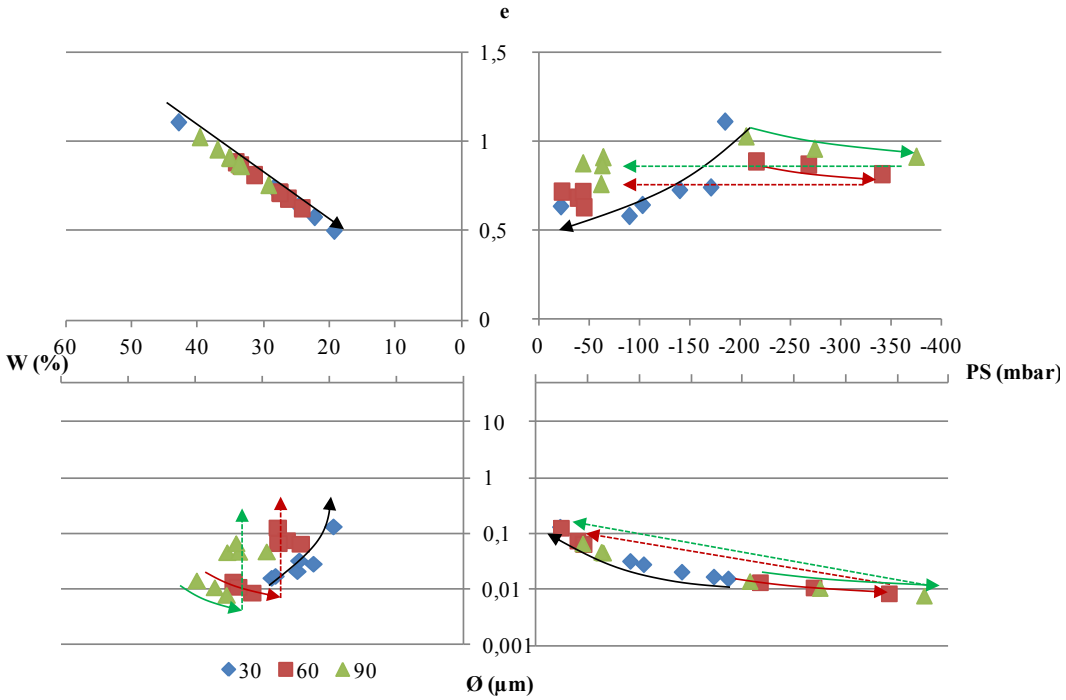


Figure IV.15c: Représentation des évolutions du structure du sol dans le diagramme croisé W (teneur en eau) - e (indice de vide) - PS (pression de succion) - Ø (diamètre de pore équivalent) dans la parcelle cultivée en blé S4.

Dans la parcelle E2 cultivée en tournesol, les comportements de structure sont identiques aux trois niveaux 30, 60 et 90 cm (Figure IV.15d) :

- (1) dessiccation, augmentation des pressions et diminution du diamètre équivalent des pores jusqu'au désamorçage des tensiomètres,

- (2) dessiccation mais avec désamorçage des bougies poreuses et augmentation du diamètre équivalent des pores due à l'ouverture de macropores et/ou de fractures de retrait.

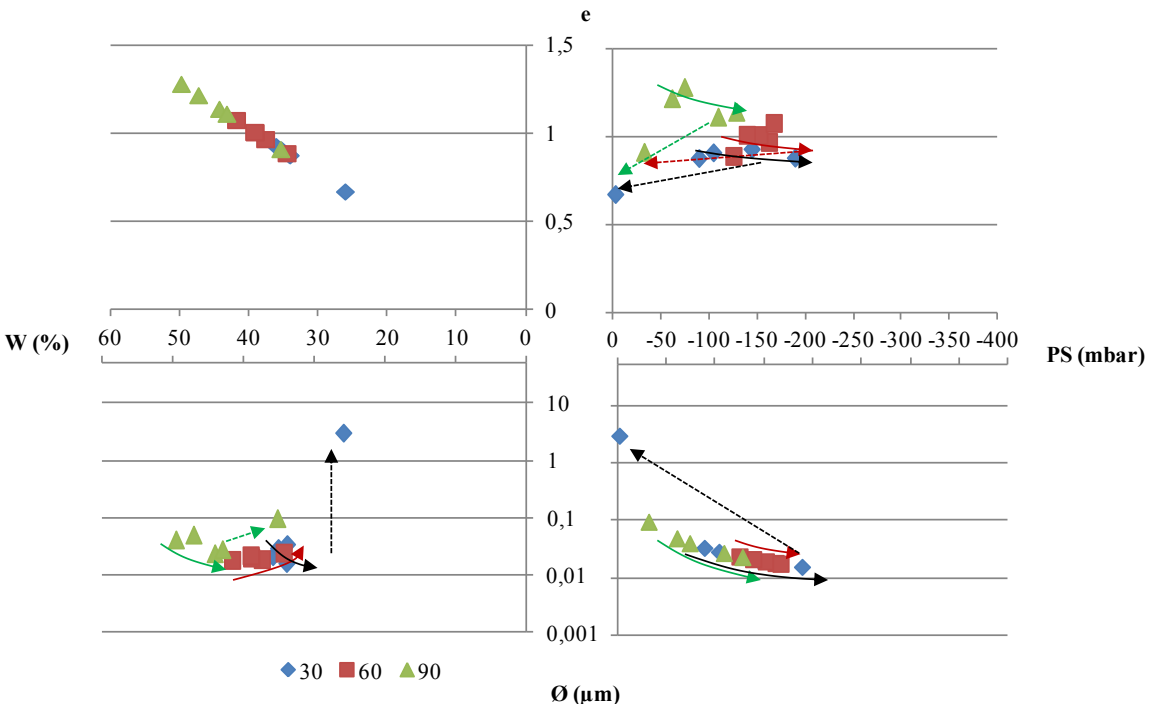


Figure IV.15d : Représentation des évolutions du structure du sol dans le diagramme croisé W (teneur en eau) - e (indice de vide) - PS (pression de succion) - Ø (diamètre de pore équivalent) dans la parcelle cultivée en tournesol E2. (1) dessiccation - retrait et diminution de taille de pores, (2) décrochage des bougies dû à l'ouverture de macropores et/ou de fractures de retrait, (3) fissuration.

Ces diagrammes croisés, décrivent les mêmes phénomènes sur les différents sites. L'évolution verticale de la teneur en eau conditionne les mécanismes de la structuration du sol. Dans tous les sites, la pression de succion mesurée n'excède pas -400 mbar soit un pF de 2,7. L'obtention de la forte valeur de succion et de pF correspond à la valeur maximum de la pression de succion qui précède le désamorçage de la bougie poreuse. Les horizons de surface (labour) s'individualisent des autres niveaux par leur restructuration progressive qui va dans le sens d'une diminution des pressions de succion et augmentation associée des diamètres équivalent des pores.

b- Diagramme croisés W-e-PS-salinité

Tous les diagrammes croisés W-e-PS-salinité montrent les mêmes relations entre les évolutions des profils hydriques et les profils salins: quels que soient les niveaux et les sites, quand la teneur en eau diminue, la salinité augmente (Figure IV.16).

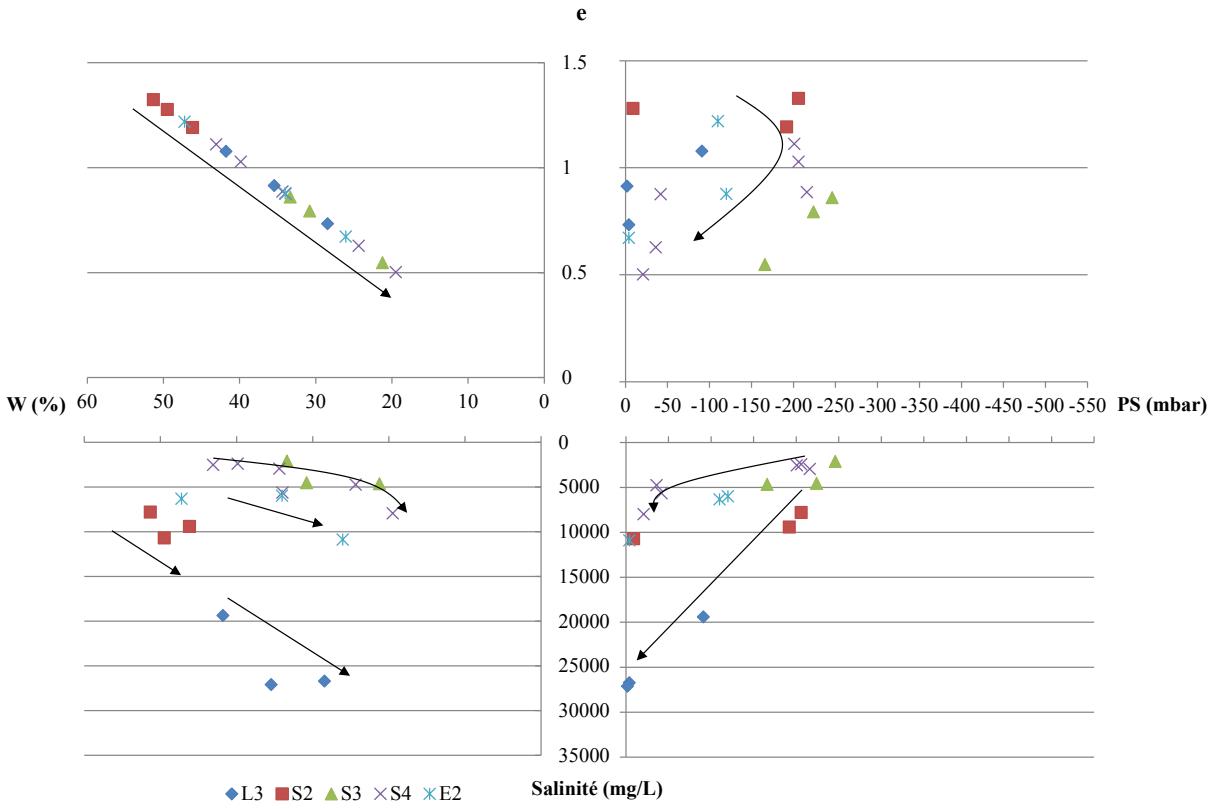


Figure IV.16 : Relation entre W-e-PS et la salinité dans les parcelles cultivées et drainées Salgues (S2, S3 et S4) et E2. Les données L3 sont précisées pour comparaison.

Les variations de salinité en S2 sont relativement faibles pour des salinités qui sont plutôt plus élevées qu'en S3 et S4. Le fait est à attribuer (1) aux alimentations en eau douce par la bordure calcaire qui préserve un niveau de nappe plus élevé, (2) une lixiviation de surface par les eaux de pluie plus faibles et finalement (3) le mélange eau salée (fossile) - eau douce. Comparativement les salinités en S3 et S4 sont à attribuer au niveau de nappe abaissé par le drainage et un niveau superficiel (au-dessus des drains) constamment lixiviée par les eaux de pluies.

IV.1.5. Relation entre mesures de pression de succion *in situ* et cohésion du matériau argileux.

Tous les profils de sols examinés sur ces territoires ont montré des propriétés hydromécaniques qui évoluent de la surface vers la profondeur en parallèle des profils de teneur en eau. Les évoluions ont été présentées dans les diagrammes W-e-Qd et W-e-C (Gallier, 2011; Gallier et al., 2012). On peut se baser sur les relations "loi puissance" qui permettent de mettre en équation la cohésion du sol (*in situ*) et sa teneur en eau et/ou indice des vides. Les équations moyennes présentées par Gallier (2011) différent légèrement pour la prairie (L3) et la parcelle cultivée (Salgues):

en prairie L3 $e = 0{,}44\ C^{-0{,}40}$

en culture Salgues $e = 0{,}36\ C^{-0{,}48}$

avec e l'indice des vides et C la cohésion.

L'ensemble des profils de teneur en eau mesurés dans ce travail peut être représenté sur la courbe de retrait de la matrice argileuse en relation avec la cohésion de la matrice via les deux lois puissances de Gallier (2011) (Figure IV.17).

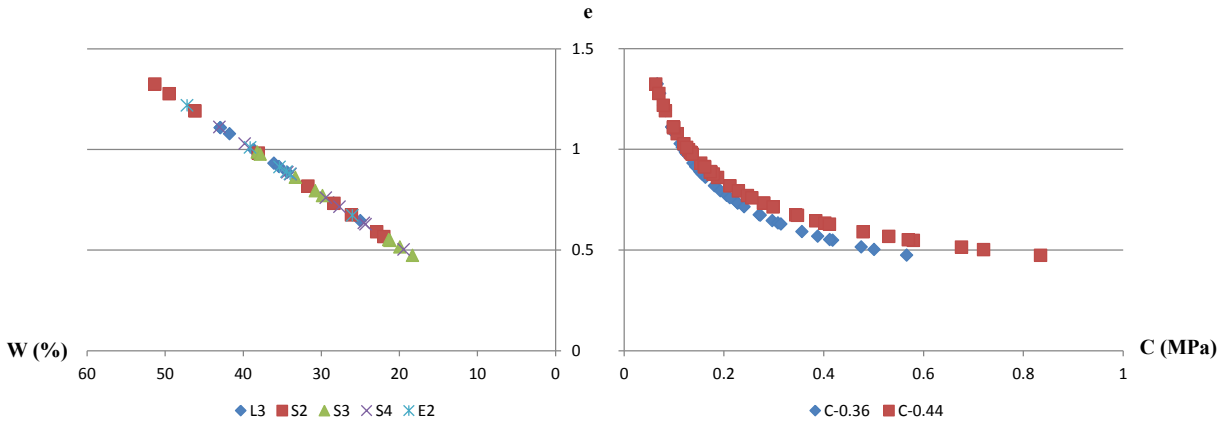


Figure IV.17 : Diagramme W-e-C calculés pour les différents profils de teneurs en eau mesurés sur les trois sites : L3, Salgues (S2, S3, S4) et E2 du 07/04/2011 au 30/06/2011. Avec W la teneur en eau, e l'indice de vide et C la cohésion en MPa. L'ensemble des teneurs en eau recompose la droite de retrait du Bri. L'ensemble des cohésions calculées représente les lois puissances définies par Gallier (2011).

En s'appuyant sur des observations pétrographiques, Gallier et al. (2012) avaient présenté un modèle conceptuel de propagation de fractures de retrait en associant en parallèle les profils de teneurs en eau *in situ* - droite de retrait et la courbe de cohésion associée. Les auteurs associèrent un domaine ductile aux fortes teneurs en eau et un domaine au comportement fragile aux faibles teneurs en eau (Figure IV.18). Le domaine ductile autorise une importante réduction de volume (3D) qui correspond à un écartement important entre les fractures de retrait. Le domaine fragile, est plus sec, sujet à de plus faibles variations de volume et associé à un réseau de fracture plus resserré. De la profondeur vers la surface le réseau de fracture évolue de larges fractures éloignées vers des fractures plus fines de plus en plus rapprochées (Hallaire and Cumi, 1993 ; 1994). Cela se traduit par une chronologie (Figure IV.19) :

- (1) propagation des premières fractures espacées dans un matériau très humide ductile,

- (2) propagation du second réseau de fractures plus étroites et plus rapprochées à partir de la surface dans le matériau en consolidation,

- (3) propagation du troisième épisode de fracturation, plus fin et resserré, à partir de tous les contacts matrice-air de surface et/ou d'épontes de fractures antérieures à l'approche de la limite de retrait, état sec solide et fragile.

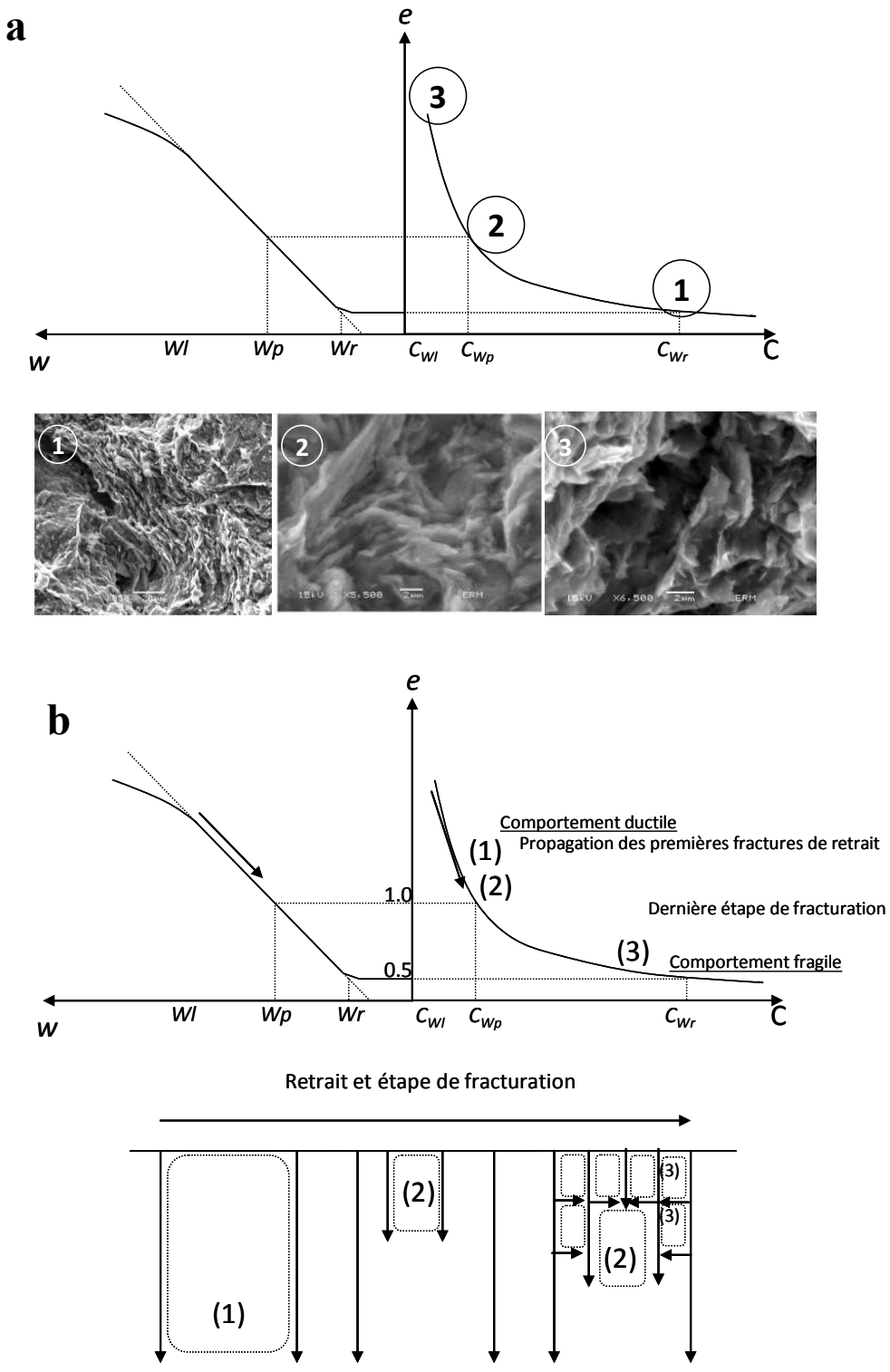


Figure IV.18 : **a** - Représentation des évolutions des arrangements entre particules argileuses de l'état solide (1 - Wr = limite de retrait; 2 - Wp = limite de plasticité) à l'état plastique puis liquide (3 - Wl = limite de liquidité dans le digramme W-e-C). **b** - Modèle conceptuel de chronologie de propagation des fractures de retrait du comportement ductile (état plastique) au comportement fragile (état solide). 1 - premières ouvertures de fracture dans la matrice plastique qui progressent en profondeur, 2 - ouverture du réseau de fracture en surface à l'état solide et 3- ouverture des fractures à l'état solide le long de tous les interfaces air/matrice (d'après Gallier, 2011).

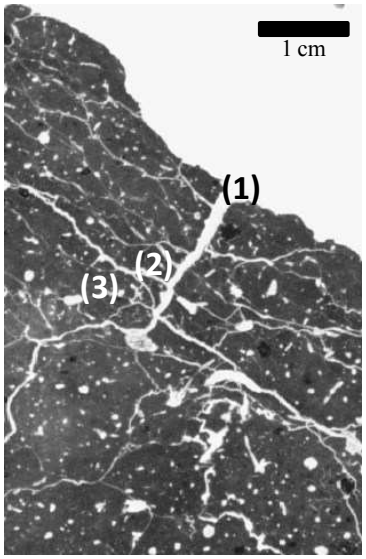


Figure IV.19 : Réseau de fractures de dessiccation observé en lumière U.V. sur lames polie après imprégnation. 1, 2 et 3 représentent les étapes de propagation décrite sur la figure précédente (Gallier, 2011).

Le désamorçage des bougies poreuses a des potentiels plus faibles que leurs capacités théoriques (850 mbar) est attribué à la propagation des fractures de retrait jusqu'au contact avec les bougies (Figure IV.20)

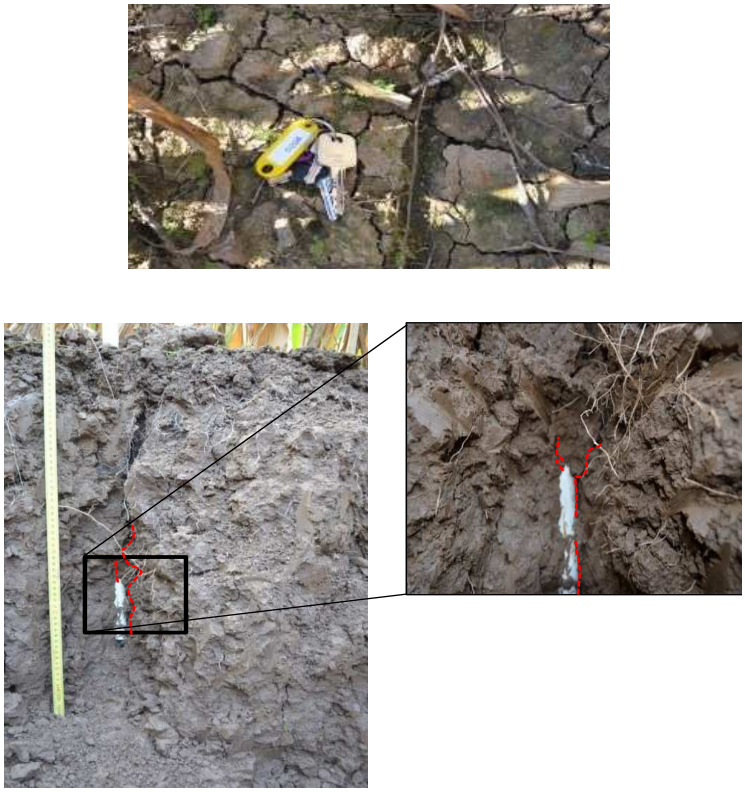


Figure IV.20 : Fracturation du sol en surface et propagation de fractures de retrait jusqu'à la bougie poreuse implantée à 60 cm de profondeur en A7.

Les bougies poreuses installées aux différents niveaux se désamorcent effectivement avec un décalage dans le temps, cohérent avec l'approfondissement des fractures de retrait mais pour des teneurs en eau différentes (Tableau IV.2).

En fait si le phénomène d'ouverture de fracture peut être assimilé à une rupture à la traction, la question est : Y a-t-il une relation entre les pressions de succion correspondant aux désamorçages des bougies (ici assimilées à une résistance à la traction) et la cohésion de la matrice argileuse aux différentes teneurs en eau?

Site	Profondeur (cm)	Date du désamorçage	W (%)	PS (mbar)	$C_{0.36}$ (MPa)	$C_{0.44}$ (MPa)
L3	40	06/05/2011	30	389	0.203	0.244
	60	27/05/2011	35.97	216	0.139	0.155
	80	24/06/2011	42.7	111	0.097	0.101
	30	05/07/2013	26	528	0.273	0.348
	60	22/07/2013	36.62	205	0.134	0.148
	90	22/07/2013	51.43	167	0.066	0.063
S2	60	29/04/2011	34.35	389	0.153	0.174
	90	27/05/2011	50.94	275	0.067	0.065
S3	30	20/04/2011	28.67	530	0.223	0.273
	60	06/05/2011	23.88	297	0.326	0.431
	90	24/06/2011	35.84	99	0.140	0.156
S4	60	23/04/2011	32.45	413	0.172	0.200
	90	29/04/2011	35.31	401	0.145	0.162
E2	40	27/06/2011	27.35	431	0.246	0.307
	60	27/06/2011	35.76	201	0.141	0.157
	90	11/07/2011	34.19	296	0.155	0.176
A7-10mF	30	19/07/2013	25	265	0.297	0.384
	60	09/08/2013	32.4	268	0.173	0.201
	30	22/05/2015	27	190	0.253	0.317
	60	11/06/2015	27	300	0.253	0.317
	90	11/06/2015	37	209	0.131	0.144
A7-10mSF	30	09/08/2013	25.42	175	0.284	0.368
	60	09/08/2013	29.41	243	0.212	0.256
	90	02/09/2013	34.06	386	0.155	0.176
A7-20mSF	30	09/08/2013	27.1	342	0.251	0.314
	60	09/08/2013	34.31	181	0.153	0.174
	90	09/08/2013	41.33	166	0.104	0.109
	30	26/05/2015	33	550	0.166	0.192
	60	11/06/2015	25	467	0.297	0.384
	90	11/06/2015	34	171	0.156	0.178

Tableau IV.2 : Récapitulatif des caractéristiques physiques correspondant aux désamorçages des bougies poreuses pour les saisons 2011, 2013 et 2015. W% = teneur en eau, PS = pression de succion, $C_{0,36}$ et $C_{0,44}$ cohésions calculées à partir de la courbe de retrait et des relations établies par Gallier (2011) en prairie L3 et parcelle cultivée (Salgues).

Dans le diagramme "Cohésion calculée / pression de succion", les pressions de succions de désamorçage des bougies poreuses montrent des relations linéaires avec les cohésions calculées pour les teneurs en eau associées (Figure IV.21). Cela correspond bien à des ouvertures de fractures de retrait précoces (forte teneur en eau résiduelle) dans un milieu humide à faible cohésion et tardive dans un milieu desséché (faible teneur en eau résiduelle) et forte cohésion.

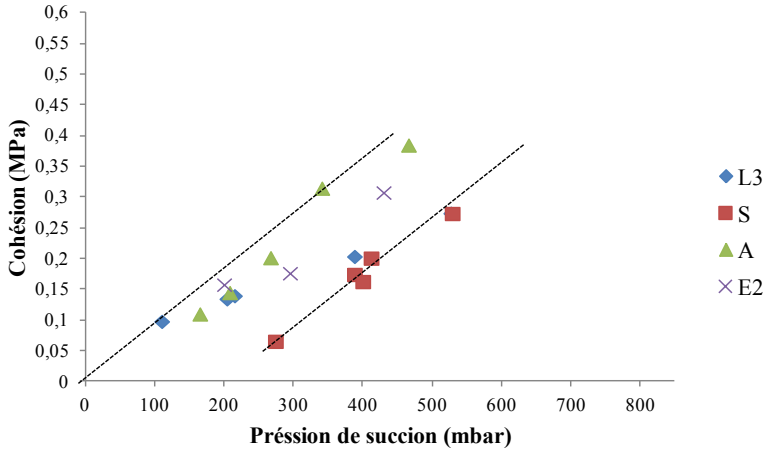


Figure IV.21 : Relation pressions de succion de désamorçage des bougies poreuses - cohésion du sol. La cohésion est calculée à partir de la teneur en eau environnant la bougie poreuse au moment du décrochage via l'équation de Gallier (2011).

IV.2. Discussion – Conclusion partielle

Les mesures de pression de succion effectuées le matin, le midi et le soir à partir du 17 mai confirment les évolutions de pressions mesurées entre 30(40), 60 et 80(90) cm de profondeur. Elles montrent en plus les variations journalières : faible pression le matin, maximum en début d'après-midi et diminution le soir.

Afin de comprendre ces mécanismes, la mise en relation des valeurs de pression de succion (PS) avec la salinité a été établie dans un diagramme croisé W-e-PS-salinité (Figure IV.16).

Les profils de teneur en eau montrent de manière générale une augmentation des teneurs en eau de la surface vers la profondeur sur tous les sites étudiés. Les teneurs en eau évoluent de la limite de retrait en surface (Wr= 20%) à 50% à 1 m de profondeur. Ces évolutions sont cohérentes avec la structure du Bri sur l'ensemble de ces marais ou la limite de liquidité (Wl= 70%) est fréquemment mesurée à 2 m de profondeur.
Les effets climatiques et de croissance des cultures induisent un front de dessèchement qui progresse à partir de la surface. En prairie, ce front est limité à 40-50 cm de profondeur. Dans le tournesol les évolutions des profils hydriques sont faibles par rapport à ce qui était attendu du fait d'une faible croissance des plantes. Ce déficit de croissance est expliqué (1) par la sécheresse qui a suivi le semis et (2) par l'hétérogénéité du gypsage effectué sur la parcelle après les inondations par l'eau de mer dues à la tempête Xynthia. Dans la parcelle cultivée en blé le front de dessiccation descend à 90 cm en bordure de coteau calcaire (S2) et plus d'1 m dans le reste de la parcelle. Les teneurs en eau diminuent jusqu'à la limite de retrait.

Les calculs de salinités de fluide à partir des profils de teneur en eau et de $CE_{1/5}$ montrent clairement l'augmentation de salinité de fluide lorsque la teneur en eau diminue. En fait chaque site est caractérisé par un profil de $CE_{1/5}$ pratiquement invariant à travers les saisons (Figure III.51). De ce fait, les profils de salinité de fluide sont gouvernés par les

profils de teneur en eau. Dans les épaisseurs affectées par la dessiccation, on peut distinguer trois types d'évolution de salinité :

- en zone « salée » non lixiviée (prairie L3), la dessiccation de surface induit des évolutions de salinité de fluide de 17000 à 23000 mg/l équivalent NaCl pour une diminution de teneur en eau de 35% à 22%,

- en zone alimentée par les eaux de pluie issues des coteaux (S2), une diminution de 30 à 22% de teneur en eau implique une augmentation de salinité de 2200 à 3000mg/l équivalent NaCl,

- en zone lixiviée (niveau de nappe bas ; S3 et S4), une diminution des teneurs en eau de 35 à 20% implique une augmentation de salinité de 2100 à 4100 mg/l équivalent NaCl.

Afin de connaitre les valeurs des potentiels matriciels, on a implanté des bougies poreuses à différentes profondeurs (30-40, 60 et 80-90 cm). Cela nous permet de suivre l'évolution des profils de pression de succion en fonction du temps et de la croissance des végétaux (enracinement). Les progressions des fronts de dessiccation sont clairement montrées par les diminutions de pressions décalées dans le temps entre les bougies placées à (30) 40, 60 et (80) 90 cm de profondeur et par les dates de décrochage. Le profil de pression de succion mesuré 3 fois par jour montre les évolutions dues aux variations climatiques journalières et aux besoins associés des plantes : pressions importantes l'après-midi, alors qu'elles restent faibles le matin et le soir.

Sur l'ensemble des points de mesure, les pressions mesurées ne descendent pas en dessous de -450 mbar (excepté -540 mbar à 60 cm en S3). Ces valeurs restreignent les pF à des valeurs voisines de 2,8. Aucune mesure n'a permis d'atteindre le point de flétrissement. Cela est attribué aux très importantes propriétés de retrait du Bri et à la propagation des fractures de retraits.

V - LES EVOLUTIONS 2012 et 2013

V.1. Année 2012 : parcelle en prairie L3 et parcelle cultivée en maïs (S2, S3, S4)

Deux autres campagnes ont été réalisées en 2012 et en 2013 sur les mêmes sites excepté le site E2. Cette fois ci, la parcelle cultivée S2, S3, S4 est cultivée en maïs au lieu de blé. En plus des profils de W et $CE_{1/5}$, les campagnes ont été orientées sur les suivis tensiométriques, les suivis des niveaux piézométriques et de la météorologie journalière (Figure V.1). Ces campagnes complètent les données acquises en 2011 avec l'objectif de suivre l'impact de la rotation des cultures sur la structure du sol, réserve utile et rendement de culture.

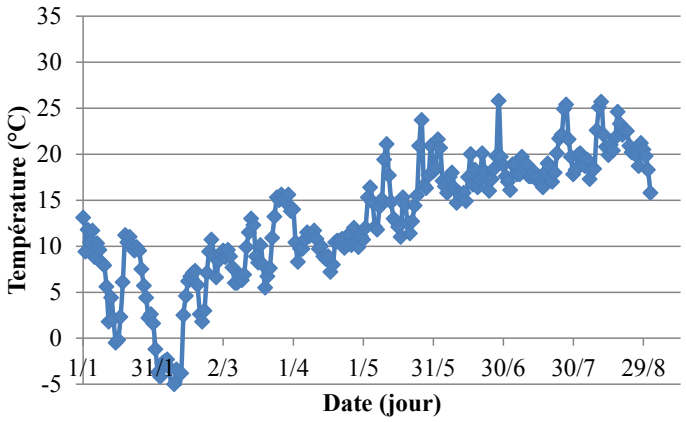


Figure V.1 : Evolution de la température moyenne journalière de 01/01/2012 au 01/09/2012 sur le site expérimental de l'INRA St Laurent de la Prée.

Les températures suivent bien l'évolution saisonnière. En période hivernale, la journée la plus froide montre des températures comprises entre -2 et -4 °C, par contre en période estivale la température montre des oscillations entre 20 et 25°C fin juin. En plus des suivis de température moyenne journalière, les bilans climatiques ont été complétés par les enregistrements des précipitations et le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration maximale (ETM) relatifs à la prairie et à la culture du maïs en accord avec le coefficient de culture Kc du maïs (Figure V.2).

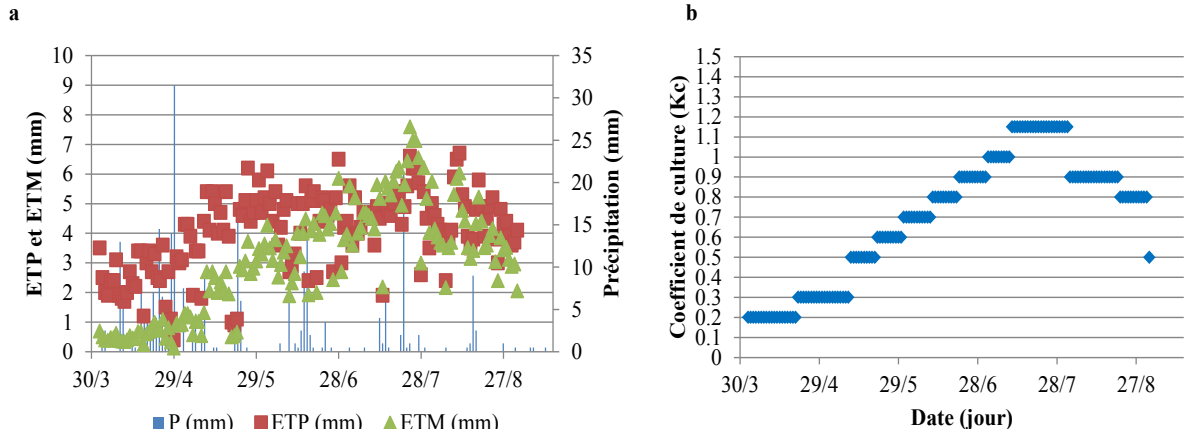


Figure V.2 : Suivi climatique sur le site expérimental de l'INRA St Laurent de la Prée (année 2012). a- bilan climatique avec P la précipitation, ETP l'évapotranspiration potentielle et ETM l'évapotranspiration maximale. b- évolution du coefficient de culture Kc pour le maïs.

Les précipitations sont importantes jusqu'à la fin du mois d'avril, puis échelonnées par périodes le reste de la saison. Les valeurs d'ETP sont supérieures à celle de l'ETM du maïs jusqu'à fin juillet. Ces variations sont conditionnées par les stades de développement du maïs et de son coefficient de culture Kc (Figure V.3). Kc augmente jusqu'à atteindre son maximum de 1,15 du 11/07 au 31/07/2012, puis il diminue suite à la maturité des grains avant la récolte. Par définition, en prairie le Kc est constant de valeur 1.

Les évolutions du bilan hydrique peuvent être représentées dans le diagramme "précipitation - évapotranspiration potentielle" (P-ETP) et "précipitation - évapotranspiration maximale (P-ETM). A partir du bilan hydrique, la quantité d'eau stockée peut être estimée.

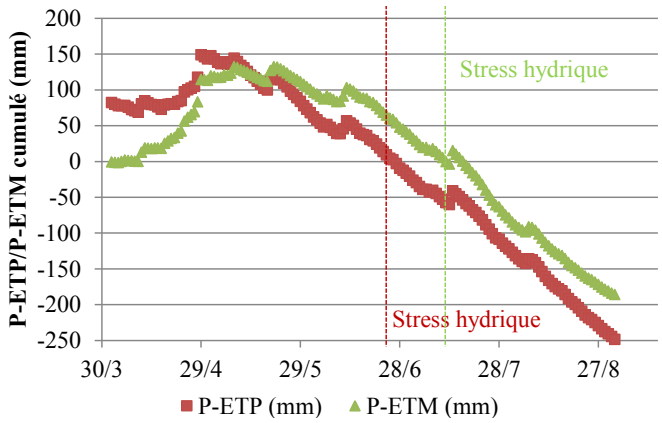


Figure V.3 : Suivi des évolutions du bilan hydrique en P-ETP et P-ETM du 01/04/2012 au 01/09/2012 sur le site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée.

On observe deux phases successives du bilan hydrique suivant que l'on utilise l'ETP ou l'ETM au cours de la saison. En utilisant P-ETP, une phase marquée par un bilan hydrique positif du 01 Avril au 27 juin 2012, et une deuxième phase marquée par un bilan hydrique négatif à partir du 27/06/2012. La phase de bilan négatif correspond à la période de stress hydrique en prairie. En P-ETM, la première phase de bilan positif s'arrête le 08/07/2012. Elle est suivie par la phase de bilan négatif qui correspond à la période de stress hydrique pour le maïs. En fait, d'avril à mi-mai, P-ETP est supérieur à P-ETM à cause de la forte évapotranspiration des prairies par rapport au maïs qui vient juste d'être semé. A partir du 20/05/2012 jusqu'au début septembre, la différence entre P-ETP et P-ETM s'inverse du fait de la consommation en eau importante du maïs (Kc = 1,15).

V.1.1. Prairie L3

Les relevés piézométriques ont été réalisés du 16/05/2012 au 09/07/2012 par les agents de l'INRA de St Laurent de la Prée (Figure V.4).

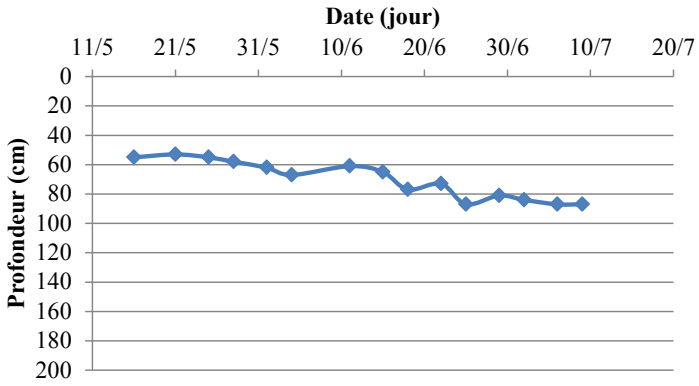


Figure V.4 : Suivi du niveau piézométrique de mai à juillet 2012 sur la parcelle de prairie (L3).

Dans cette parcelle non drainée, le niveau de nappe est quasiment stable autour de 60 cm de profondeur, ou en très légère baisse. Les faibles augmentations du niveau de nappe des 10, 22 et 29/06/2012 sont dues à des précipitations ponctuelles.

a- Estimation de la réserve utile (RU) via la station météorologique

La réserve utile (RU) a été calculée à partir des données météorologiques du 02/04/2012 pour se caler sur le semis du maïs effectué le 31/03/2012. La RU initiale prise en compte est de 89,3 mm (Figure V.5). L'estimation de la RU est ainsi basée sur le cumul de la RU initiale (89,3 mm) et des précipitations journalières moins l'ETP ou l'ETM. Cette estimation de RU renseigne sur l'état hydrique du sol et permet d'estimer le stock d'eau disponible.

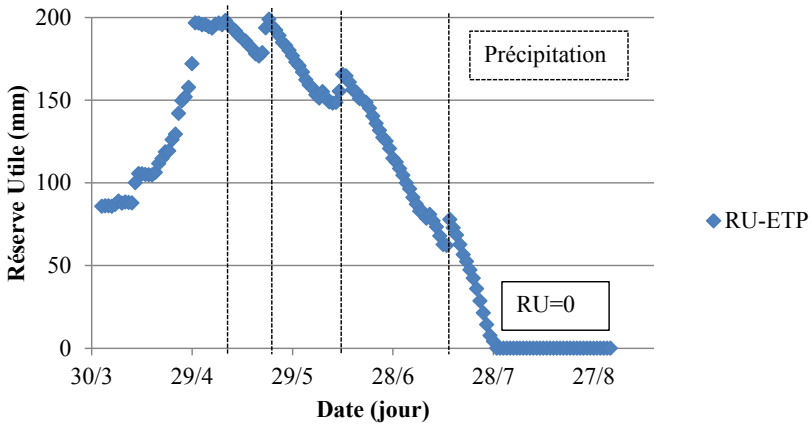


Figure V.5: Evolution du profil de réserve utile via la station météorologie de l'INRA de St Laurent de la Prée du 02/04/2012 au 01/09/2012 pour une parcelle en prairie (ETP). La recharge du stock d'eau s'effectue pendant la période pluvieuse (jusqu'à début mai) et est suivie par la phase de consommation et/ou d'évaporation de l'eau du sol.

Du 02/04/2012 au 06/05/2012, la valeur de RU augmente progressivement pour se stabiliser à la RU générale = 200 mm (pour 1 m de profondeur). Ensuite la RU diminue progressivement impactée par les périodes de pluie successives : 176 à 198 mm de précipitation du 22/05/2012, 150 à 170 mm précipitation du 12/06/2012, 62 à 77 mm

précipitation du 15/07/2012, RU nulle à partir du 29/07/2012. A partir de cette date, l'enracinement de la prairie ne descend pas plus profond que 30 cm pour extraire l'eau en profondeur. Les recharges de la RU s'effectuent ponctuellement via les précipitations, entre ces fortes précipitations, la RU continue sa phase de dessiccation.

b- Profil tensiométriques

En complément du suivi météorologique, des bougies poreuses ont été implantées à 30, 60 et 90 cm de profondeur de manière à enregistrer les évolutions du potentiel hydrique du sol à ces trois niveaux (Figure V.6).

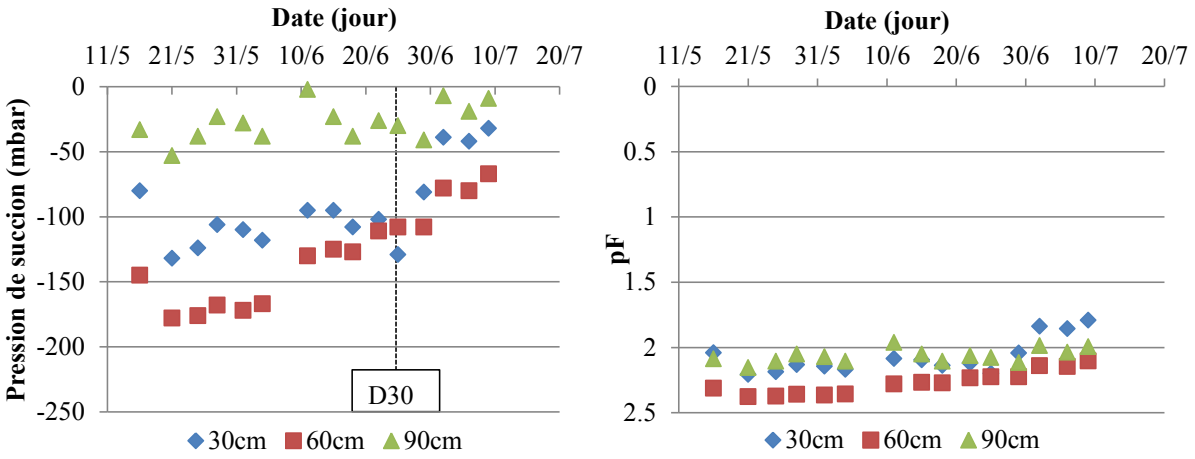


Figure V.6 : Evolution des pressions de succion et de pF équivalents entre le 16/05/2012 et le 09/07/2012, en prairie L3.

Les pressions de succion (et les pF associés) évoluent différemment dans le temps pour les trois profondeurs de mesure:

- à 30 cm de profondeur, excepté le premier point de mesure, la pression de succion augmente progressivement jusqu'à une valeur maximale de -129 mbar le 25/06/2012 avant de désamorcer et rester ensuite à des valeurs faibles entre -40 à 0 mbar.

- à 60 cm de profondeur, les valeurs de pression diminuent progressivement dans le temps à partir d'une valeur maximale de -178mbars (21/05) jusqu'à -67 mbar le 09/07/2012.

- à 90 cm de profondeur, les valeurs de pression de succion restent très faibles (-40 à 0 mbar) témoignant de la localisation de la bougie en nappe ou à sa limite.

En accord avec les faibles pressions de succion mesurées, les pF restent faibles (1,79 à 2,30) quelle que soit la profondeur de mesure.

c- Estimation du gradient de charge entre les bougies

Les évolutions des gradients de charge hydraulique sont calculées par la différence entre les pressions de succions acquises à 60 et 30 cm de profondeur, et entre les pressions acquises à 90 et 60 cm de profondeur (Figure V.7).

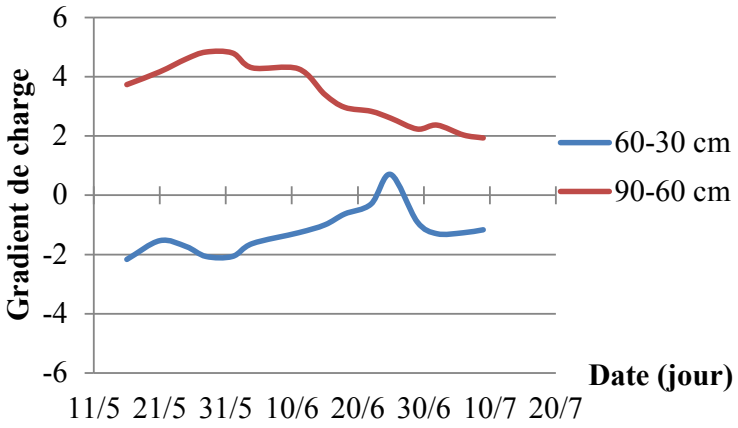


Figure V.7 : Variation du gradient de charge hydraulique entre 60-30 cm et 90-60cm de profondeur dans la prairie L3 suivi du 16/05/2012 au 09/07/2012.

Le gradient de charge 60-30 cm de profondeur est négatif jusqu'au 26/06 (-2,1 à 0) le 16/05/2012 à 22/06/2012 respectivement. L'alimentation par les eaux de pluies est descendante. Le 25/06/2012, le gradient augmente et devient positif pour une valeur de 0,7, puis diminue de -0,9 à -1,16 le 29/06/2012 à 09/07/2012 respectivement. Cette période de gradient positif peut très bien correspondre à une alimentation ascendante par capillarité avec la nappe très proche.

Le gradient de charge 90 - 60 cm est toujours positif. On constate deux périodes, une période d'augmentation du gradient de 3,73 à 4,83 le 16/05/2012 au 28/05/2012, puis une période de diminution du gradient de 4,83 à 1,93 le 01/06/2012 au 09/07/2012. Le signe positif du gradient traduit une alimentation ascendante par capillarité qui diminue vraisemblablement avec la descente du niveau de nappe.

Sur les diagrammes P-ETP, la période stress hydrique débute le 28/06, ce qui correspond à la période de gradient positif dans la couche 60-30 cm.

V.1.2. Parcelles cultivées Salgues (S2, S3 et S4)

En 2012, la parcelle Salgues est cultivée en maïs. Les différentes mesures tensiométriques ainsi que les relevés piézométriques ont été réalisés du 16/05/2012 au 09/07/2012 sur les trois placettes S2, S3 et S4 (Figure V.8).

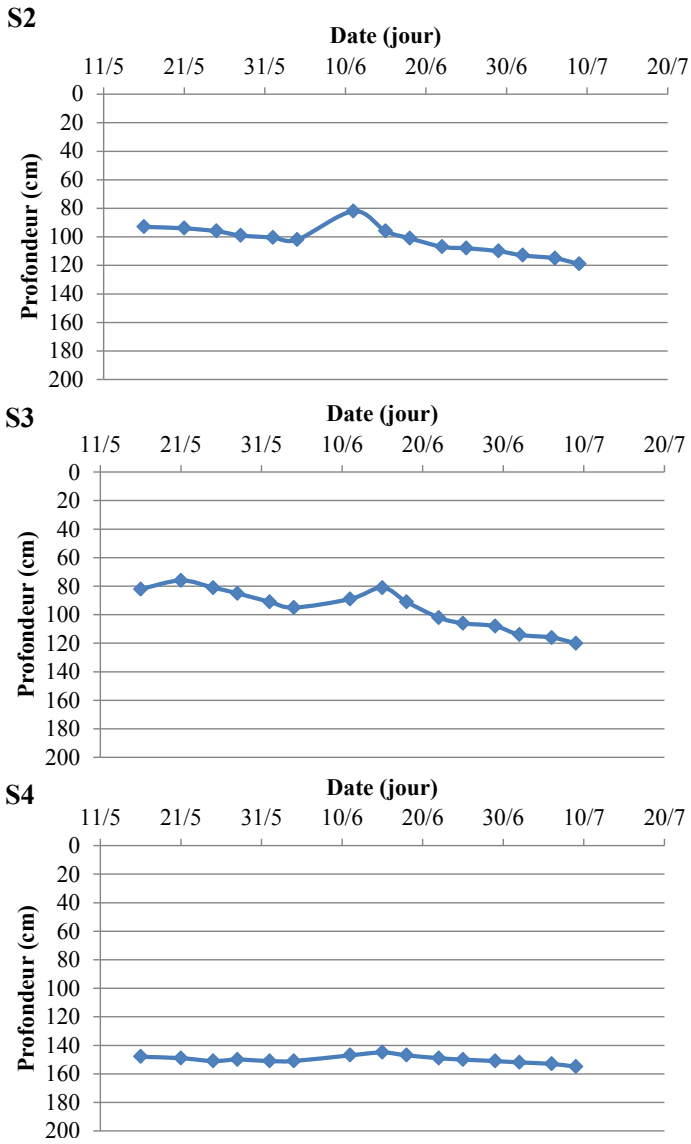


Figure V.8 : Suivi du niveau piézométrique de mai à juillet 2012 sur la parcelle Salgues cultivée en maïs (placettes S2, S3 et S4).

En S2, le niveau de nappe s'approfondit progressivement de 93 cm (le 16/05) à 119 cm le 10/07 avec un maximum à 86 cm le 11/06/2012 associé à des précipitations locales.

En S3, le niveau de nappe est similaire à celui de S2, même descente dans le temps, même pic décalé au 15/06/2012 pour une valeur de 81 cm. Ce décalage dans le temps peu être associé aux écoulements Sud Nord au sein de la nappe du Bri (Figure II.3).

En S4, le niveau de nappe est beaucoup plus bas et relativement constant entre 150 à 155 cm à la fin de la campagne de mesure. On constate néanmoins une faible augmentation du niveau piézométrique le 15/0/6/2012.

a- Estimation de la réserve utile via la station météorologique

Cette dernière est fonction de l'évapotranspiration potentielle et du coefficient de culture Kc soit de l'évapotranspiration maximale ETM. Comme dans la prairie, la RU initiale

est de 89,3 mm estimée le 31/03/2012 (données station météorologique INRA). L'estimation de RU a été effectuée du 02/04/2015 au 01/09/2012 (Figure V.9).

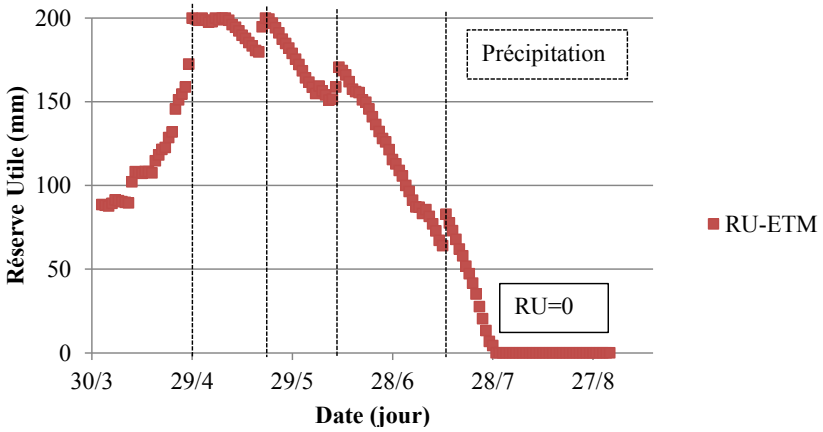


Figure V.9 : Evolution du profil de réserve utile (RU) calculée via la station météorologie de l'INRA de St Laurent de la Prée du 02/04/2012 au 01/09/2012 pour une parcelle cultivée en maïs (ETM).

Comme dans la prairie la RU est gouvernée par la météorologie et l'ETM. Du 02/04/2012 au 29/04/2012, la valeur de RU augmente progressivement pour se stabiliser à la RU générale = 200 mm entre le 29/04/2012 et le 06/05/2012. Elle diminue ensuite progressivement en présentant des pics liés aux périodes de pluies les 21/05/2012, 12/06/2012 et le 09/07/2012. A partir de 29/07/2012, la RU devient nulle et la plante n'arrive normalement plus à extraire l'eau dans le sol. Cet épuisement du stock d'eau dans le sol à partir de la surface provoque l'enracinement en profondeur du maïs lors de sa croissance.

b- Profils tensiométriques

Les bougies poreuses ont été implantées en S2, S3 et S4 à 30, 60 et 90 cm le 14/05/2012 afin d'obtenir les premières mesures le 16/05/2012 (Figure V.10).

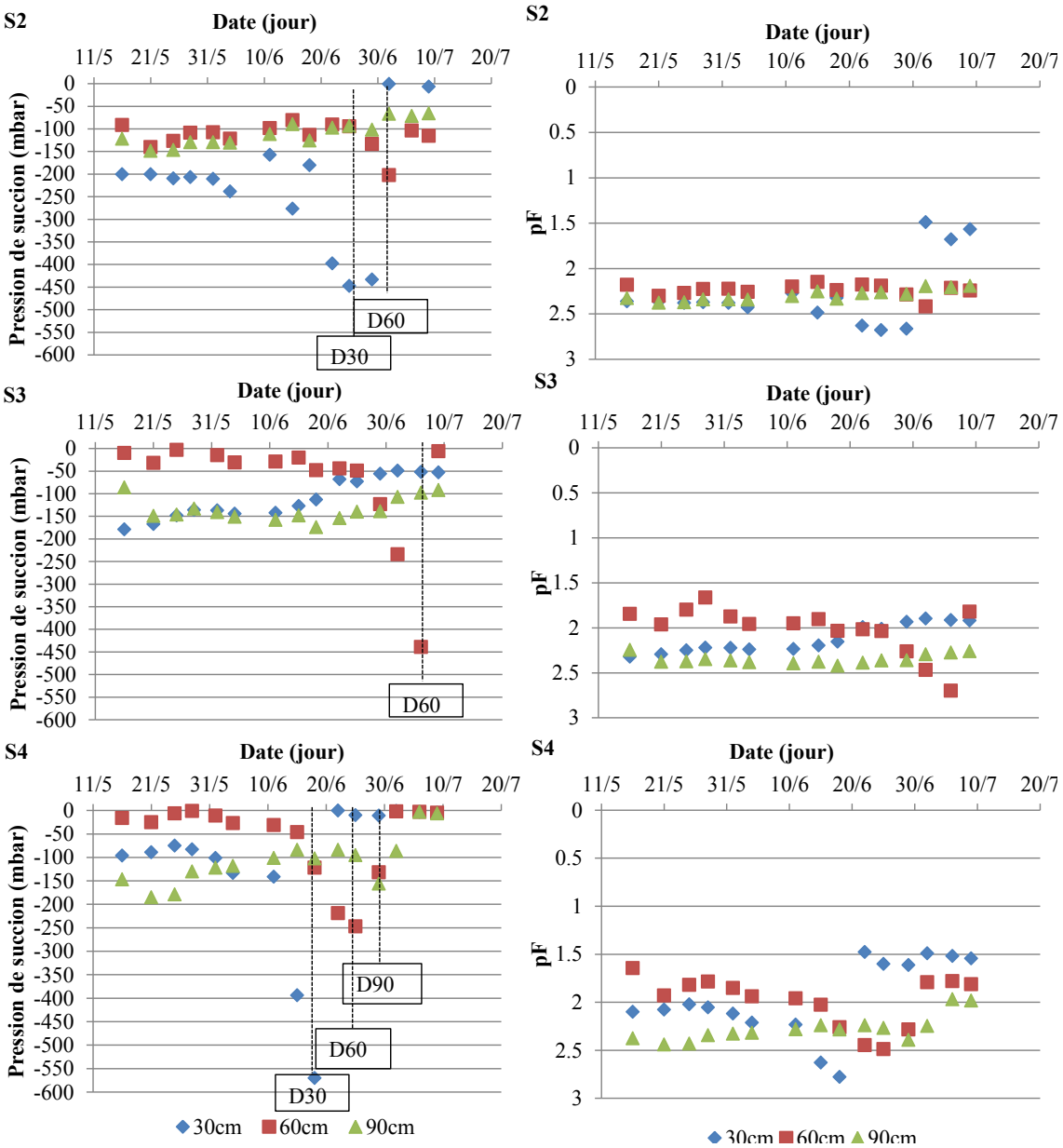


Figure V.10 : Evolutions des pressions de succions entre le 16/05/2012 et le 09/07/2012 et des pF équivalents sur la parcelle cultivée en maïs (placettes S2, S3 et S4).

En S2, les valeurs de pression de succion sont nettement plus élevées à 30 cm qu'à 60 et 90 cm de profondeur:

- à 30 cm de profondeur, la valeur de pression de succion augmente progressivement de -201 mbar le 16/05/2012 à -448 mbar le 25/06/2012 juste avant le désamorçage de la bougie,
- à 60 cm de profondeur, le même type d'évolution, augmentation puis désamorçage, est observé mais avec des valeurs moins fortement négatives, de -92 mbar le 16/05/2102 à -203 mbar le 02/07/2012 avant le désamorçage
- à 90 cm de profondeur, on observe une décroissance progressive des pressions de succion de -122 mbar le 16/05/2012 à -66 mbar le 09/07/2012 sans atteindre le désamorçage de la bougie poreuse à 90 cm de profondeur.

A 30 cm de profondeur, la déconnection (désamorçage) de la bougie correspond à une chute de pF de 2,68 à 1.49.

En S3, les évolutions des pressions de succion diffèrent de celles observées en S2 :

- à 30 cm de profondeur, la valeur de pression de succion diminue progressivement de -179 mbar le 16/05/2012 jusqu'aux alentours de -55 mbar. Il n'y a pas de désamorçage de la bougie poreuse. Le comportement est identique à celui observé en 2011 dans cette couche de terrain labouré.
- à 60 cm de profondeur, dès le début des mesures, la pression de succion est très faible voisine entre -10 et -50 mbar jusqu'au 20/06/2012. A partir de cette date, la pression de succion augmente rapidement jusqu'à obtenir une valeur de désamorçage de -439 mbar le 06/07/2012.
- à 90 cm de profondeur, on observe une diminution générale des tensions de -174 mbar le 18/05/2012 jusqu'à -92 mbar le 09/07/2012, sans atteindre le désamorçage de la bougie poreuse.

Les pF correspondants restent faibles; 1,93 à 2,32 à 30 cm ; de 1,66 à 2,70 à 60 cm et de 2,25 à 2,38 à 90 cm de profondeur.

En S4, on observe les mêmes évolutions qu'en S3 mais avec les désamorçages nets des trois bougies poreuses qui se décalent dans le temps:

- à 30 cm de profondeur, la pression de succion augmente de -96 mbar le 16/05/2012 à -570 mbar pour le désamorçage du 18/06/2012, la pression résiduelle se stable ensuite autour de -10 mbar.
- à 60 cm de profondeur, le phénomène est similaire avec un désamorçage (-247 mbar) le 25/06/2015.
- à 90 cm de profondeur, le désamorçage (-156 mbar) est décalé le 29/06/2015.

Les pF calculés restent faibles, 1,48 à 2,78 à 30 cm, 1,64 à 2,49 à 60 cm et 1,98 à 2,43 à 90 cm. L'augmentation des pressions de succions mesurées à 60 et 90 cm entre S2, S3 et S4 ainsi que le désamorçage associé des bougies poreuses est cohérente avec l'approfondissement du niveau de nappe de S2 vers S4.

c- Estimation des gradients de charge entre 60-30 cm et 90-60 cm

Les évolutions des gradients de charge hydraulique sont calculées par la différence entre les pressions de succions acquises à 60 et 30 cm de profondeur, et entre les pressions acquises à 90 et 60 cm de profondeur, du 16/05/2012 au 09/07/2012 (Figure V.11).

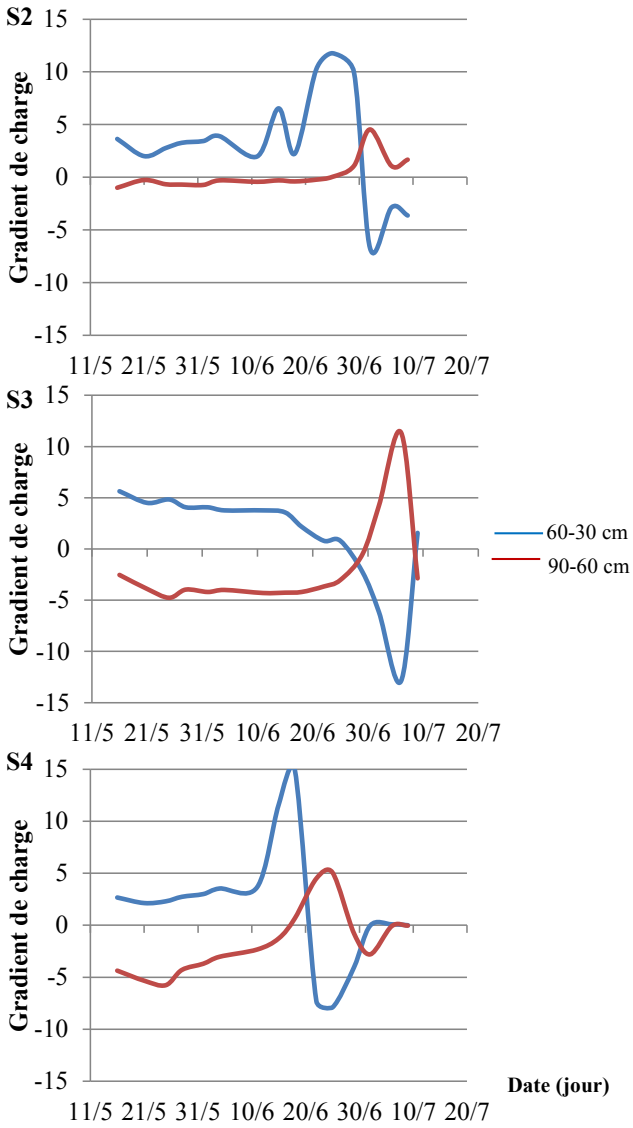


Figure V.11 : Variation des gradients de charge hydraulique 60-30 cm et 90-60 cm dans la parcelle Salgues (S2, S3, S4) cultivée en maïs, du 16/05/2012 au 09/07/2012.

En S2, le gradient calculé entre 60 et 30 cm est positif jusqu'au désamorçage de la bougie poreuse à 30 cm. Les valeurs du gradient croissent de 2 à 11,76 entre le 21/05/2012 et le 25/06/2012 qui correspond au désamorçage de la bougie poreuse. Cette période positive caractérise une alimentation ascendante par capillarité. Entre 90 et 60 cm, le gradient reste pratiquement nul (-0,4 à -0,09). A partir du 25/06/2012, le gradient augmente et devient positif avec un maximum de 4,53 le 02/07/2012. La période de gradient "nul" correspond vraisemblablement à un état d'équilibré à ce niveau. La période positive correspond à la descente du front de dessiccation entre 60 et 90cm et à un début de remonté capillaire toujours dans ce niveau.

En S3, le scénario est différent pour le gradient 60-30 cm. Celui-ci reste positif jusqu'au 22/06 mais décroit constamment ce qui indique des remontées capillaires de plus en plus faibles. Le gradient devient négatif à partir du 29/06 du fait des fortes pressions (négatives) mesurées à 60 cm profondeur. Le gradient négatif signifie alimentation

descendante qui peut effectivement être associée à l'événement pluvieux de mi-juillet. Le gradient 90-60 cm est faiblement négatif (maximum de -4,76) jusqu'au 30/06, puis il augmente brusquement jusqu'au désamorçage de la bougie à 60cm. Le gradient positif caractérise l'alimentation verticale par capillarité.

En S4, le gradient 60-30 cm reste positif jusqu'au 18/06/2012 indiquant une alimentation ascendante. Il devient négatif ensuite à cause du désamorçage de la bougie poreuse à 30 cm. Le gradient 90-60 cm est négatif jusqu'à la même date. L'alimentation descendante peut être assimilée à l'écoulement Sud-Nord de la nappe. Après le 20/06/2012, le gradient devient positif, l'alimentation peut être considérée ascendante par capillarité et cohérente avec le front de dessiccation.

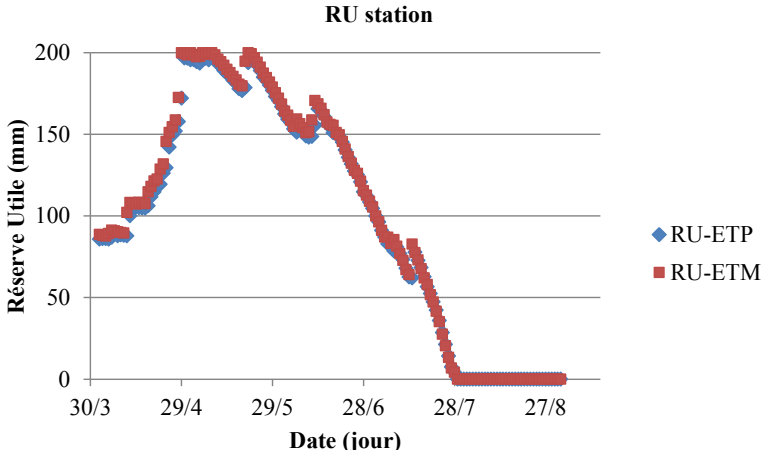


Figure V.12 : Superposition des évolutions du profil de réserve utile RU_{ETP} et RU_{ETM} via les enregistrements de la station météorologie de l'INRA de St Laurent de la Prée du 02/04/2012 au 01/09/2012.

Ainsi, les légers décalages entre les valeurs de RU entre les parcelles sont dus aux couvertures végétales différentes. Néanmoins, à partir de 29/07/2012, la réserve utile est épuisée dans les deux cas. Cela s'explique par l'effet climatique en plus de la consommation des végétaux. L'augmentation des pressions de succion dans le sol est associée au stress hydrique. Cette période correspond au début du flétrissement des feuilles, on atteint le point de flétrissement permanent.

V.2. Année 2013

Les **données 2013** ont été enregistrées sur la parcelle en prairie L3 et la parcelle A7 (A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF) cultivée en maïs. Les trois placettes A7-10mF, A7-10mSF, A7-20mSF sont toutes localisées sur la parcelle drainée. Les drains sont des PVC enterrés à 1,00 m de profondeur. Les trois placettes se distinguent par l'écartement entre les drains 10 ou 20 m et par l'apport de fumier (F) ou sans apport de fumier (SF):

-A7-10m F drains espacés tous les 10 m, apport de fumier

-A7-10m SF drains espacés tous les 10 m, sans apport de fumier

-A7-20m SF drains espacés tous les 20 m, sans apport de fumier.

En plus des suivis mécaniques, tensiométriques, climatiques et piézométriques, des suivis géo-électriques de la zone de rhizosphère (environ 70 cm de profondeur), le suivi du développement physiologique du maïs a été réalisé depuis le semis du maïs (Juin) à la récolte (Octobre). Les pressions de succion ont été mesurées du 11/06/2013 au 02/09/2013. Les bougies poreuses sont toujours implantées à 30, 60 et 90 cm sur les trois placettes A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mF.

La température moyenne journalière a été enregistrée par la station météorologique du 01/03/2013 au 19/09/2013 (Figure V.13).

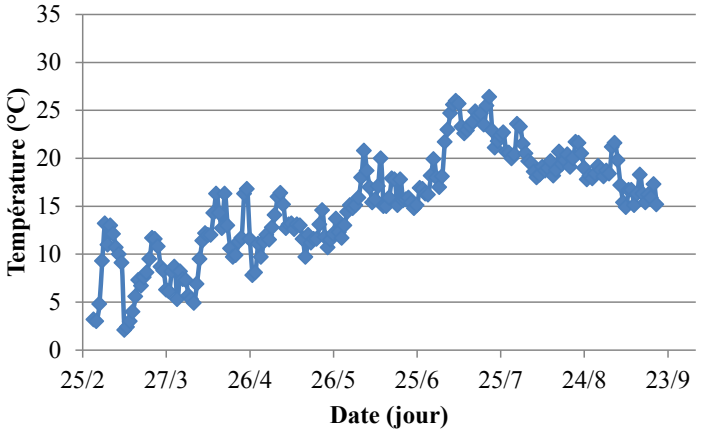


Figure V.13 : Evolutions de la température moyenne journalière de 01/03/2013 au 19/09/2013 sur le site expérimental de l'INRA St Laurent de la Prée.

En période hivernale, la température minimum atteint 2,1 °C, par contre en période estivale la température maximale atteint 26,4°C le 21/07/2013. La station météorologique a également enregistré et calculé la pluviométrie et les évolutions d'ETP et ETM (Figure V.14).

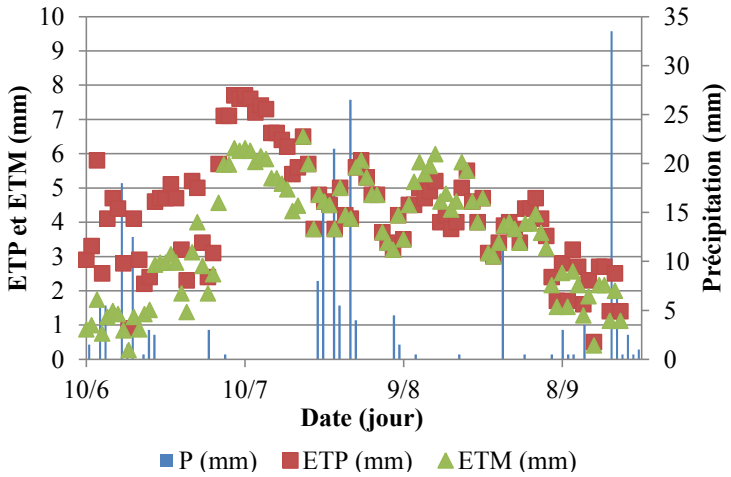


Figure V.14 : Suivi climatique sur le site expérimental de l'INRA St Laurent de la Prée du 10/06/2013 au 19/09/2013, avec P la précipitation, ETP l'évapotranspiration potentielle et ETM l'évapotranspiration maximale (maïs).

Les évolutions au cours de la saison montrent clairement les relations entre pluviométrie et ETP/ETM soit le potentiel de l'eau du sol face aux phases successives de

croissance de la prairie et du maïs : faible évaporation de surface et faible transpiration des végétaux jusqu'en juillet et diminution de l'ETP et de l'ETM à partir du 10 juillet. Les différences entre ETP et ETM sont toujours causées par les différences de coefficient de culture entre prairie (Kc = 1) et maïs (0<Kc<1,15).

V.2.1. Prairie L3

Les relevés piézométriques ont été réalisés du 25/01/2013 au 24/09/2013 par les agents de l'INRA de St Laurent de la Prée (Figure V.15).

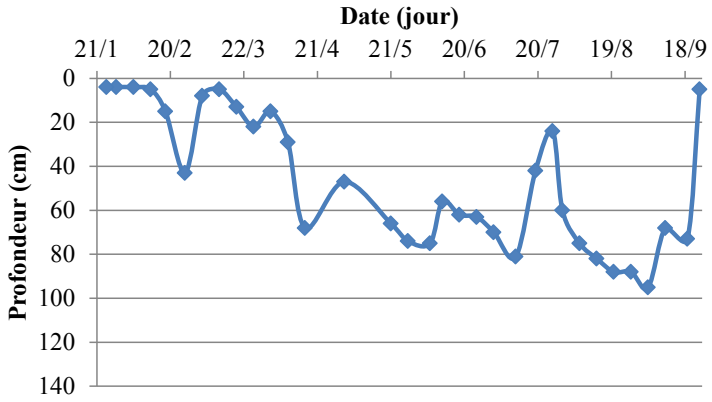


Figure V.15 : Suivi du niveau piézométrique du 25/01/2013 au 24/09/2013 sur la parcelle en prairie (L3).

En prairie le niveau piézométrique est essentiellement influencé par les conditions climatiques mais il peut également être perturbé par la gestion hydraulique et les niveaux d'eau dans les canaux adjacents à la parcelle. Jusqu'au mois d'avril le niveau piézométrique est très proche de la surface (0 - 20cm). D'avril à juin, il fluctue autour de 60 -80 cm. Excepté le pic autour du 20 juillet, il continue ensuite à descendre vers 1 m de profondeur. Les principales remontées de niveau sont associées aux fortes précipitations des 11/06, 26/07, 10/09 et 24/09/2013.

a- Profils des teneurs en eau, $CE_{1/5}$, salinité et pH :

Les différents profils ont été mesurés *in situ,* jusqu'à 1m de profondeur, à partir du 11/06/2013 jusqu'au 02/09/2013 (Figure V.16).

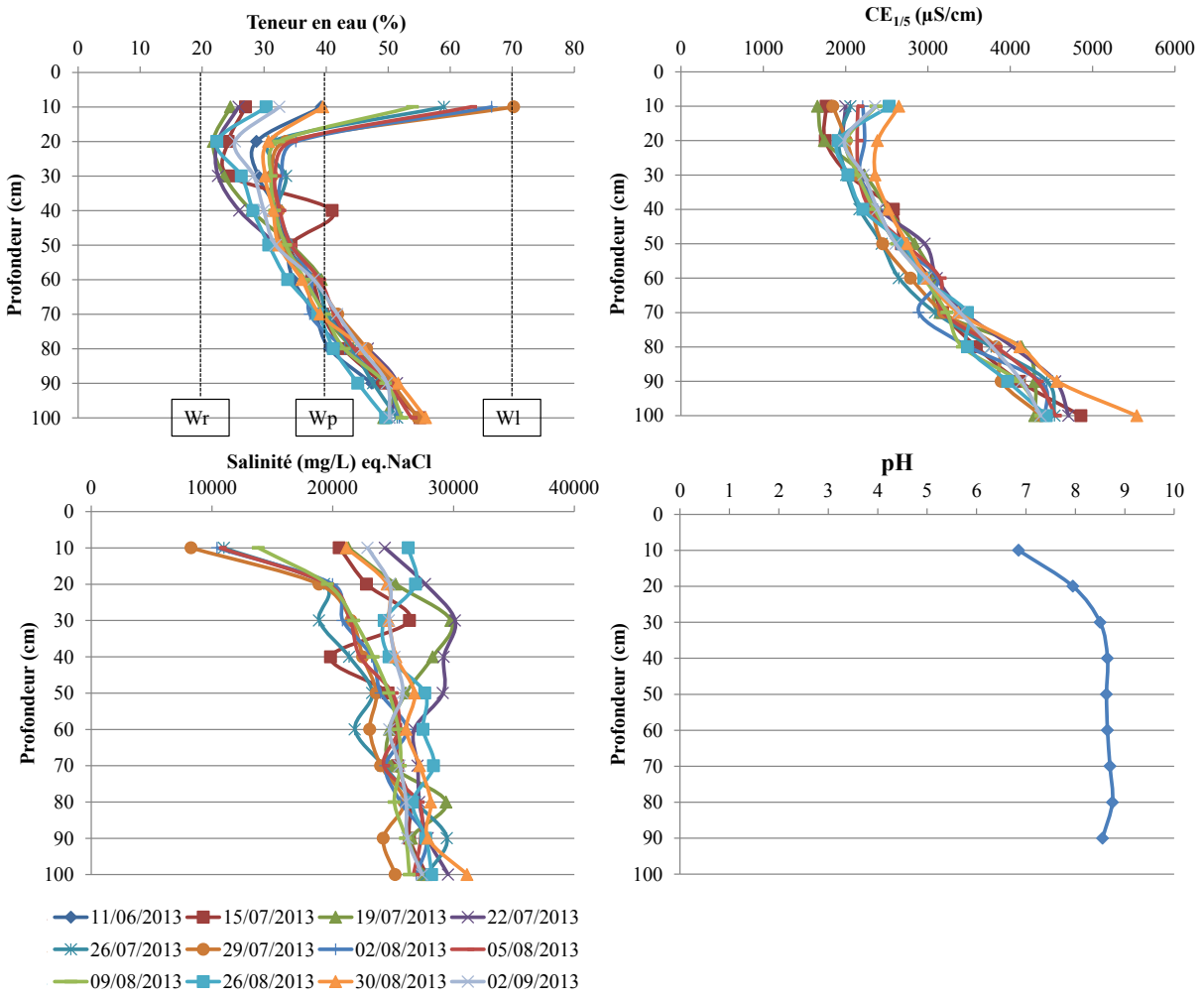


Figure V.16 : Profil de teneur en eau, de $CE_{1/5}$ et de salinité du 11/06/2013 au 02/09/2013, et profil de pH mesuré le 11/06/2013 sur la parcelle en prairie L3.

Les profils de teneur en eau nous montrent toujours deux niveaux bien distincts : un niveau de surface (jusqu'à 50 cm de profondeur) très sensible aux conditions météorologiques, et un niveau sous-jacent quasi invariant. De 50 à 100 cm de profondeur, les profils de W sont effectivement presque superposés. En surface les teneurs en eau caractérisent le matériau à l'état solide, sans atteindre la limite de retrait (Wr=20%). La limite de plasticité (Wp=40%) descend de 40 à 60 cm au cours de la saison. Les teneurs en eau les plus élevées sont mesurées à 100 cm de profondeur, elles évoluent entre 45 et 55%. La forme générale de ces profils de W est caractéristique de la compétition entre la descente du front de dessiccation et le flux ascendant de remonté capillaire.

Les profils de $CE_{1/5}$ suivent les évolutions des profils de teneur en eau. En surface, le $CE_{1/5}$ varie de 1662 µS/cm à 2650µS/cm entre le 19/07/2013 et le 30/08/2013. En profondeur, la valeur de $CE_{1/5}$ augmente progressivement quelle que soit la date d'observation. A 1 m de profondeur, les valeurs de $CE_{1/5}$ atteignent 4370 µS/cm et 5540 µS/cm respectivement les 29/07/2013 et 30/08/2013.

Les profils de salinité ont été calculés à partir des profils de teneur en eau et celles des profils de $CE_{1/5}$ via la formule de Montoroi (Montoroi, 1997 ; Gallier, 2011). Ils évoluent de manière cohérente avec les profils de W et de $CE_{1/5}$. Ils décrivent deux niveaux superposés :

- le niveau évolutif de surface avec des valeurs essentiellement gouvernées par les variations de W. Les salinités varient de 8277 mg/L à 26263 mg/L entre le 29/07/2013 et 26/08/2013 à 10 cm de profondeur.

- le niveau sous-jacent, à partir de 50 cm de profondeur. A 50 cm de profondeur, les valeurs de salinité varient de 17212mg/L à 29137 mg/L pendant la saison. A partir de 50 cm de profondeur, les variations de salinité sont plus faibles. A 1 m de profondeur, elles varient de 25177 mg/L à 31141 mg/L pour la même période. La salinité augmente de la surface vers la profondeur avec l'effet dominant du front de dessiccation en surface et l'influence de la salinité de nappe en profondeur.

Un seul profil de pH a été mesuré le 11/06/2013. Il montre encore les deux niveaux superposés:

- de la surface à 50 cm de profondeur, une augmentation progressive de pH de 6.85 à 8.65,

- sous 50 cm de profondeur, une constance du pH autour de 8,65.

Ainsi, à 10 cm de profondeur, le pH bascule de légèrement acide à légèrement basique. L'horizon de surface est influencé par la précipitation. En profondeur le pH est directement influencé par la nature des eaux de la nappe (salée).

Limite zone saturée - zone vadose

La zone non saturée de surface n'apparaît qu'à partir du 15/06, elle se stabilise vers 40cm pour un niveau de nappe stabilisé autour de 60cm de profondeur. La période de pluviométrie de juillet qui fait remonter ce niveau de nappe se traduit par une re-saturation du sol jusqu'à la surface. La redescente du niveau de nappe vers 60cm en août se traduit également par une descente de la limite zone saturée - zone vadose (Figure V.17).

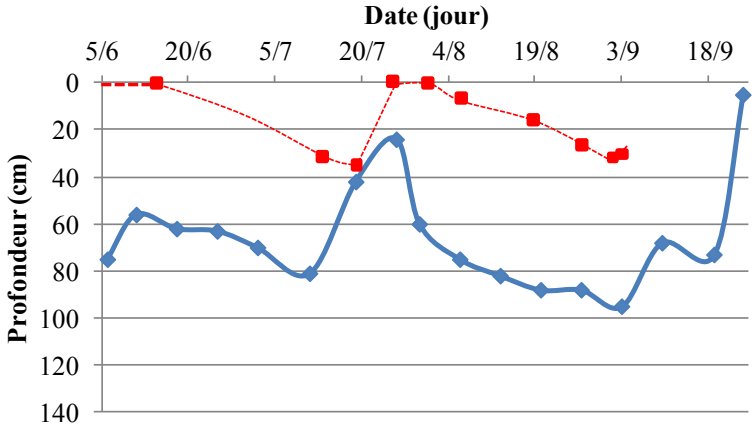


Figure V.17 : Estimation de la profondeur de nappe (niveaux piézométriques mesurées) et de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée (rouge) dans la parcelle L3 de juin à septembre 2013.

b- Profil des pressions de succion.

Les mesures ont été réalisées du 20/06/2013 au 07/10/2013, à 30, 60 et 90 cm de profondeur et toujours le matin vers 8h30mn (Figure V.18).

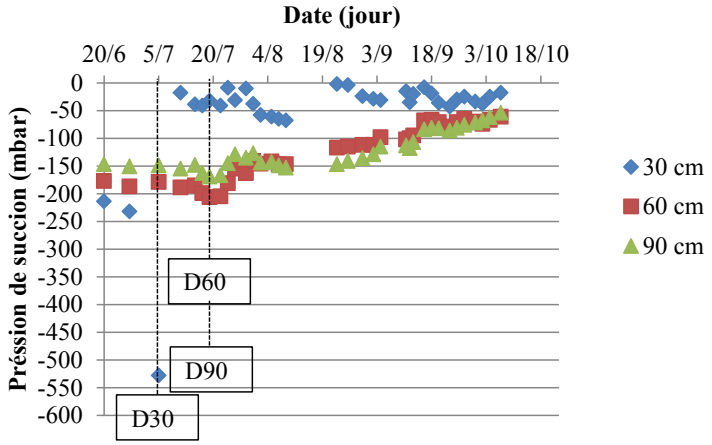


Figure V.18 : Evolution des pressions de succion mesurées à 30, 60 et 90 cm de profondeur du 21/06/2013 au 07/10/2013 sur la parcelle en prairie L3.

A 30 cm de profondeur, la valeur de pression de succion augmentent jusqu'à -528 mbar pour le désamorçage de la bougie poreuse le 05/07/2013. Les valeurs résiduelles restent ensuite faibles (-61 à 0 mbar).

A 60 cm de profondeur, la valeur de la pression de succion augmente très légèrement de -170 à -206 mbar le 19/07/2103. A partir de cette date la pression de succion diminue progressivement jusqu'à -61 mbar. On n'observe donc pas une déconnection franche de la bougie poreuse mais plutôt une évolution progressive à mettre en relation avec une évolution de structure de la matrice argileuse.

A 90 cm de profondeur, on observe le même phénomène qu'à 60 cm, légère augmentation des pressions jusqu'à -180 mbar le 20/07/2013 puis une diminution progressive jusqu'à -54 mbar le 07/10/2013.

L'effet de la dessiccation de surface précoce est net sur la bougie poreuse positionnée à 30 cm. A 60 et 90 cm de profondeur, les évolutions de pression sont cohérentes avec les faibles variations de teneurs en eau mesurées à ces niveaux. Le décalage de 3 semaines environ entre les "pics" de pression mesurés à 30 cm et à 60 ou 90 cm est à mettre en relation avec l'avancée progressive du front de dessiccation.

En parallèle, les gradients de charge hydraulique ont été calculés entre 60 et 30 cm puis entre 90 et 60 cm de profondeur (Figure V.19).

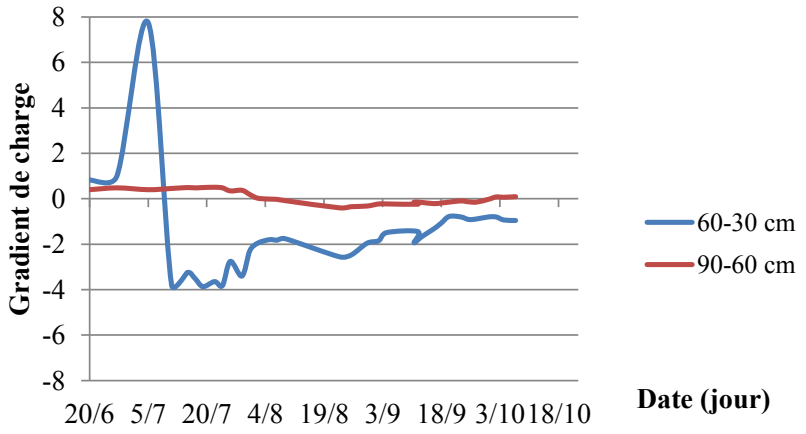


Figure V.19 : Variation des gradients de charge hydraulique calculés entre 60 et 30 cm et entre 90 et 60 cm de profondeur en prairie L3 suivi du 20/06/2013 au 07/10/2013.

De 60 à 30 cm de profondeur, le gradient de charge montre deux périodes. Une période positive du 20/06/2013 au 10/07/2013 avec une valeur maximale de 7,76. Le caractère positif du gradient suggère une alimentation ascendante par la nappe très proche de la surface. Puis une deuxième période négative, avec un maximum à -3,83. Le caractère négatif du gradient suggère une alimentation descendante.

Entre 90 et 60 cm le gradient reste pratiquement nul du fait des très faibles différences entre les deux niveaux et des bougies poreuses qui sont localisées au niveau de la nappe.

A- Relation eau-sol

Les valeurs de pF correspondantes sont faibles, voisines de 2,25 en début d'enregistrement (Figure V.20).

A 30 cm de profondeur, les pF augmentent légèrement jusqu'au 05/07 puis chutent conformément aux baisses de pression. Les valeurs résiduelles oscillent entre 0,3 et 1,8 du fait du calcul appliqué aux faibles pressions mesurées et leurs variations.

A 60 et 90 cm de profondeur, les deux profils de pF se superposent: faible augmentation de 2,20 à 2,30 jusqu'au 07/10/2013 puis diminution progressive vers 1,75.

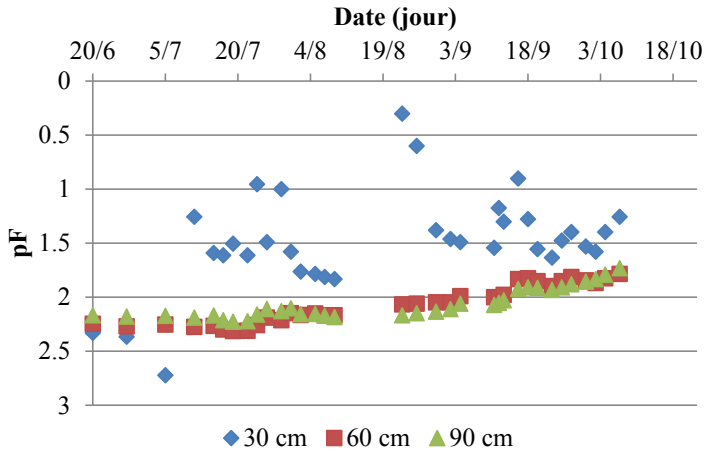


Figure V.20 : Evolutions des valeurs de pF dans la parcelle en prairie L3 le 20/06/2013 au 07/10/2013.

B- Diagramme croisé W-e-pF-Ø

Dans le diagramme croisé W-e-pF-Ø, l'effet de la dessiccation s'accompagne du phénomène de retrait et diminution de la taille des pores équivalents. L'évolution est très nette en surface, à 30 cm, elle est beaucoup plus réduite à 60 et 90 cm profondeur (Figure V.21).

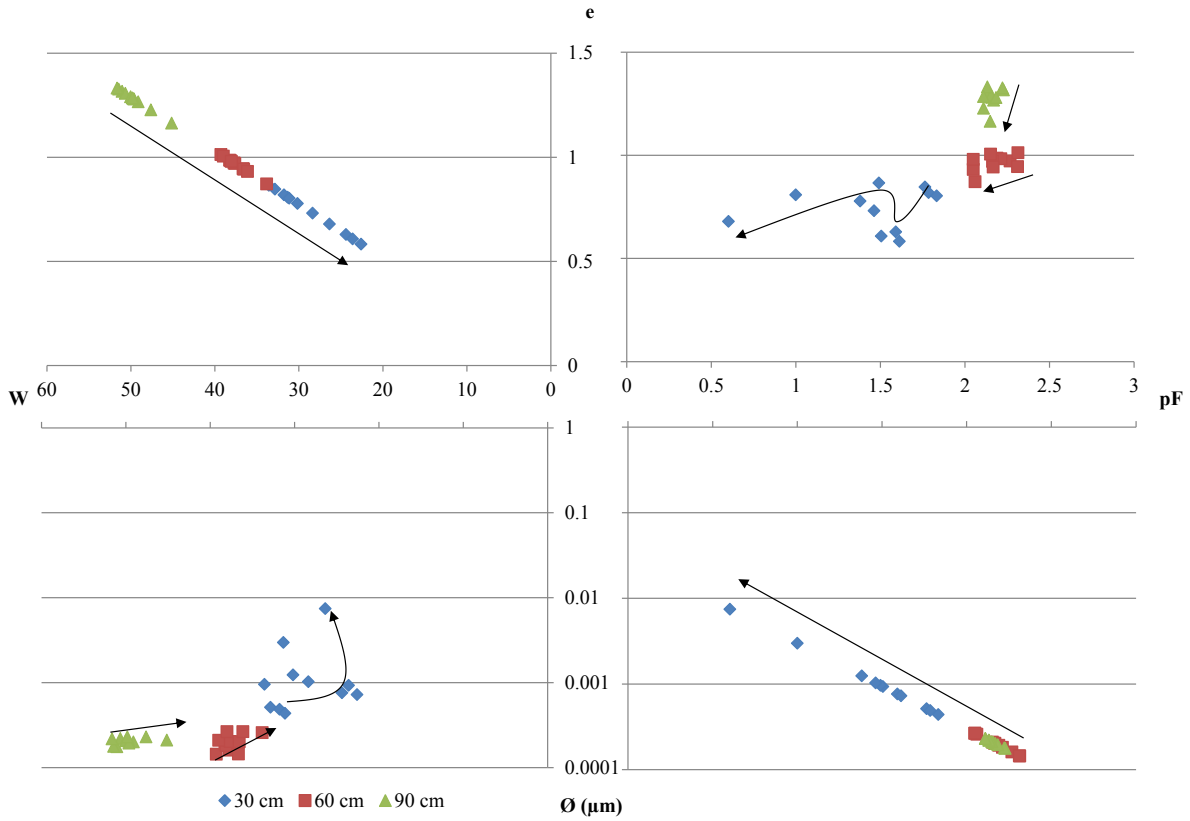


Figure V.21 : Représentation des évolutions du structure du sol dans le diagramme croisé W-e-pF-Ø dans la parcelle en prairie L3, mesures à 30, 60 et 90 cm de profondeur du 15/07/2013 au 02/09/2013

V.2.2. Parcelle A7 (Placette A7-10m et A7-20m)

Dans la parcelle A7 le niveau piézométrique est régulé par les drains enterrés à 1 m de profondeur. Les placettes de mesures en A7-10m et A7-20m ont été implantées au milieu des axes de drains de manière à suivre l'action du drainage soit à 5 m du drain en A7-10m soit à 10 m du drain en A7-20m (Figure V.22).

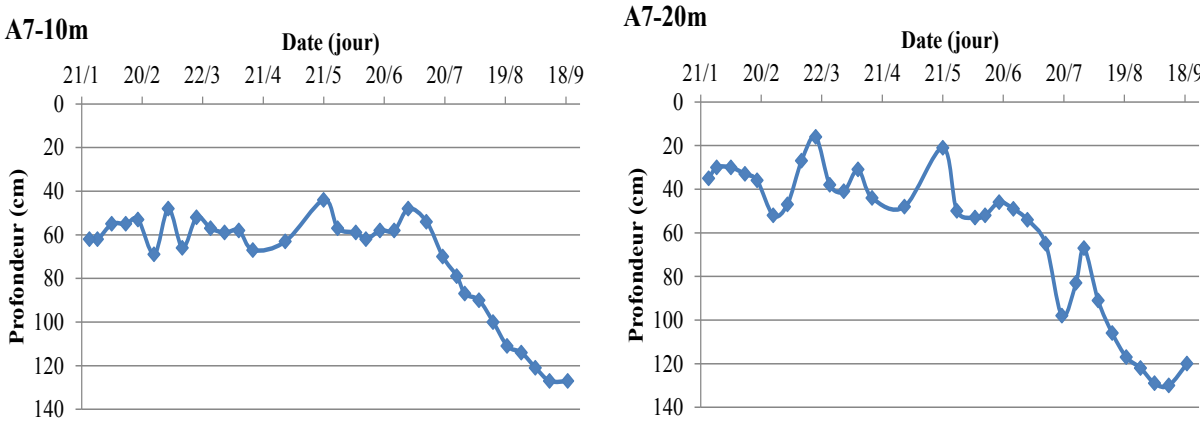


Figure V.22 : Suivi des niveaux piézométriques sur les parcelles drainée A7-10m et A7-20m du 25/01/2013 au 24/09/2013.

a- Profils des teneurs en eau, $CE_{1/5}$, salinité et pH :

Les suivis des profils de W, $CE_{1/5}$ ont été effectués en même temps qu'en L3. Les différences apparaissent sur les profils de teneur en eau.

En prairie (L3, non drainée) les profils évoluent dans la couche supérieure 0- 40 cm en fonction de la météorologie. En surface les teneurs en eau sont comprises entre Wr et Wp. Sous 40 cm, elles dépassent Wp à partir de 60-70 cm et atteignent 55cm à 100 cm. Sous 40 cm les profils de W sont pratiquement stables (Figure V.23).

En A7-10m l'influence du drainage apparaît clairement sur les profils de W. Les évolutions des profils de W sont en fait équivalentes à des translations de l'ensemble des profils parallèles entre eux. La dessiccation affecte le premier mètre de sol. Les teneurs en eau n'atteignent pas la limite de plasticité (Wp) en profondeur. Par contre en surface elles descendent sous la limite de retrait (Wr).

En A7-20m, le comportement est intermédiaire entre celui en L3 et celui en A7-10m. La dessiccation est observée jusqu'à 100 cm de profondeur mais elle est nettement plus importante en surface. Les teneurs en eau descendent sous Wr en surface. Elles se rapprochent de Wp à partir de 70 cm pour les profils les plus humides.

Les profils de $CE_{1/5}$ évoluent relativement peu sur les trois placettes. Les variations se traduisent par des translations verticales de l'ensemble des profils excepté à la surface de A7-10mSF où les écarts sont légèrement plus importants. Les $CE_{1/5}$ nettement plus faibles que celle mesurées en L3 :

- elles oscillent autour de 500 µS/cm en surface contre 2000 µS/cm en L3

- elles oscillent autour de 1000 µS/cm à 100 cm contre 4000 µS/cm en L3.

De la même manière les salinités calculées oscillent entre 5000 et 10000 mg/L en A7 contre 20 000 - 30 000 mg/L en L3.

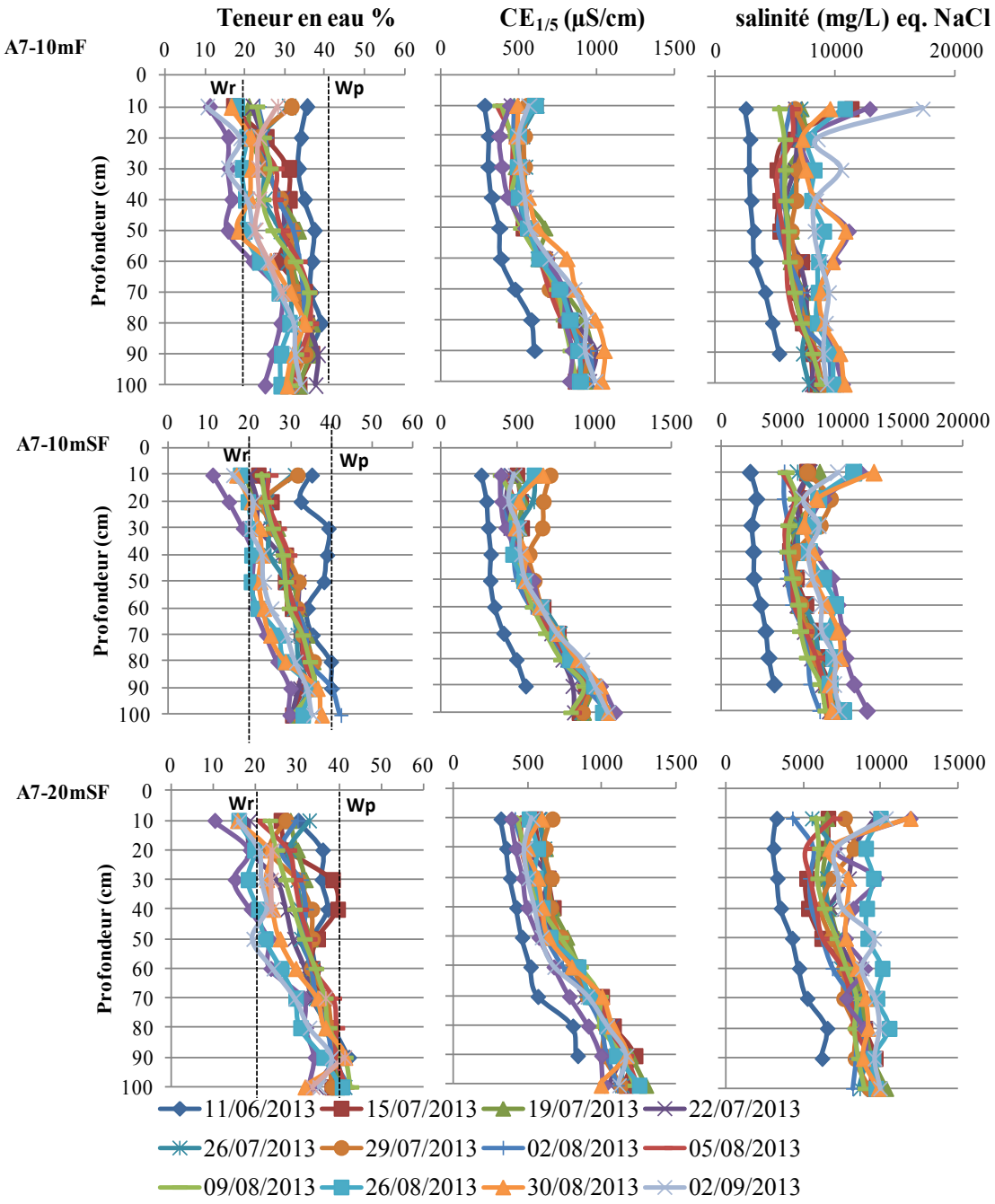


Figure V.23 : Profils de teneur en eau, de $CE_{1/5}$ et de salinité mesurés du 11/06/2013 au 02/09/2013, en A7-10mF, en A7-10mSF, et en A7-20mSF. Wr =limite de retrait, Wp = limite de plasticité.

Limite zone saturée - zone vadose

La zone non saturée de surface n'apparaît qu'à partir du 15 ou 20/07. La profondeur de l'interface descend parallèlement au niveau de nappe. Elle se stabilise vers 60-70 cm de profondeur pour une nappe à 120 - 130 cm (Figure V.24).

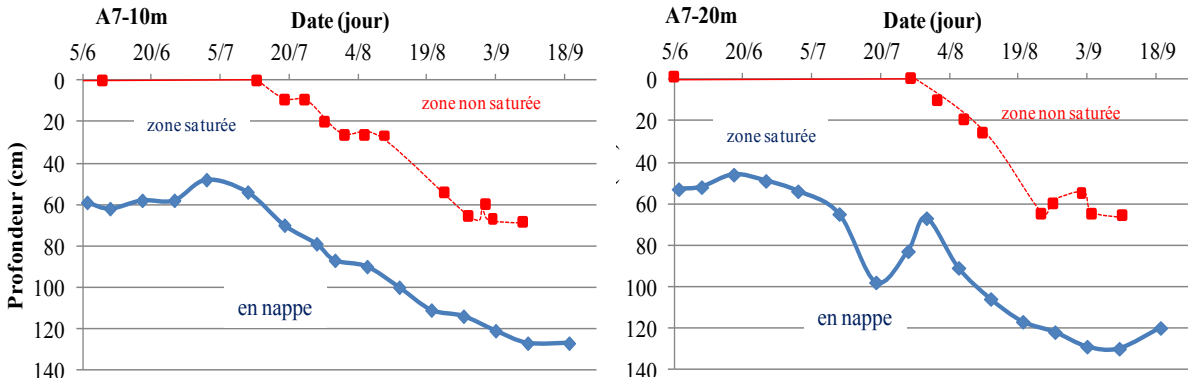


Figure V.24 : Estimation de la profondeur de nappe (niveaux piézométriques mesurées) et de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée (rouge) dans la parcelle A7 (A7-10 m et A7-20 m) de juin à septembre 2013.

b- Profil de pression de succion.

Les mesures ont été réalisées du 20/06/2013 au 07/10/2013, à 30, 60 et 90 cm de profondeur et toujours le matin vers 8h30mn (Figure V.25).

En A7-10mF:

- A 30 cm de profondeur, la valeur de pression de succion augmentent jusqu'à -270 mbar pour le désamorçage de la bougie le 19/07/2013. Les valeurs résiduelles restent ensuite faibles, voisines de -50 mbar.
- A 60 cm de profondeur, la valeur de la pression de succion augmente très légèrement de -160 à -270 mbar le 08/08/2103 correspondant au désamorçage de la bougie 60 cm de profondeur. A partir de cette date la pression de succion reste pratiquement nulle.
- A 90 cm de profondeur, la pression de succion augmente progressivement du 20/06/2013 à la fin de l'enregistrement soit de -145 à -220 mbar. Cette augmentation progressive traduit un réarrangement de la microstructure de la matrice au niveau de la bougie poreuse sans atteindre son désamorçage.

En A7-10mSF:

- A 30 cm de profondeur, la valeur de pression de succion diminue légèrement tout au long de l'enregistrement comme cela a déjà été décrit dans la tranche supérieure de labour dans la parcelle Salgues.
- A 60 cm de profondeur, la valeur de la pression de succion augmente de -70 à -250 mbar le 08/08/2103 correspondant au désamorçage de la bougie. A partir de cette date la pression de succion reste pratiquement nulle.
- A 90 cm de profondeur, la pression de succion augmente progressivement du 20/06 au 03/09, soit de -40 à - 400 mbar au désamorçage de la bougie poreuse. Ensuite la pression de succion reste pratiquement nulle.

En A7-20mSF:

- A 30 cm de profondeur, l'évolution traduit une augmentation progressive de la pression jusqu'au désamorçage de la bougie poreuse le 08/08/2013 pour une valeur de pression de succion de -354 mbar.
- A 60 cm de profondeur, la valeur de la pression de succion augmente de -120 à -200 mbar le 08/08/2103. Le désamorçage de la bougie poreuse est ensuite progressif.
- A 90 cm de profondeur, la pression de succion augmente progressivement jusqu'au 08/08 puis décroit lentement sans marquer de désamorçage franc du tensiomètre.

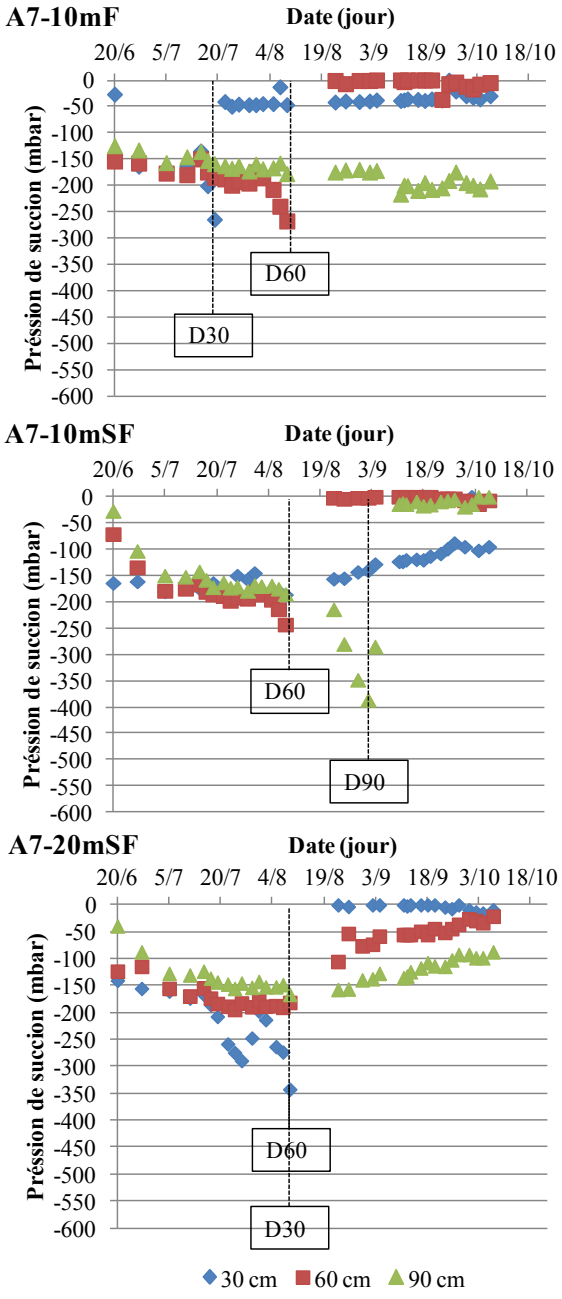


Figure V.25 : Evolution des pressions de succion mesurées à 30, 60 et 90 cm de profondeur du 21/06/2013 au 07/10/2013 en A7-10mF, en A7-10mSF, en A7-20mSF. D30, D60 et D90 désamorçage des bougies poreuses.

Finalement, pour la même période, l'effet du drainage impacte les profils de pression de succion par des figures typiques de désamorçage des tensiomètres liées à la dessiccation et fracturation de retrait associée. Néanmoins, les profils de W plus humides en A7-20m se traduisent logiquement par les évolutions de pression de succion plus "douces" en profondeur. Le désamorçage des bougies poreuses n'est observé qu'à 30 cm.

Les gradients de charge hydraulique ont également été calculés entre 60 et 30 cm puis entre 90 et 60 cm de profondeur (Figure V.26).

En A7-10mF:

- Le gradient de pression 60-30 cm montre trois périodes : (1) gradient négatif à nul le temps de montée en pression du capteur à 30 cm de profondeur (descente du front de dessiccation), (2) période de gradient négatif correspondant à la montée en pression du capteur à 60 cm après désamorçage de la bougie poreuse à 30 cm. Le gradient est rendu négatif au cours de cette période par le désamorçage du tensiomètre à 30 cm. Sans désamorçage le gradient devrait être positif et traduire les alimentations ascendantes par capillarité qui contrebalancent le front descendant de dessiccation. La troisième période est de gradient quasiment nul correspond au désamorçage des deux bougies poreuses.
- Le gradient de pression 90-60 cm présente deux périodes majeures, (1) il est nul jusqu'au 04/08 à cause de l'équivalence des pressions mesurées à 90 et 60cm. Un petit pic positif apparaît suite à l'avancée du front de dessiccation à 60 cm. (2) le gradient est négatif jusqu'à la fin de campagne à cause du désamorçage de la bougie poreuse à 60 cm et de la faible augmentation progressive de la pression à 90 cm (sans atteindre le désamorçage).

En A7-10mSF:

- Le gradient de pression 60-30 cm montre deux périodes, (1) gradient positif à nul ($\leq$ -1) pour de faibles différences de pression entre 60 et 30 cm de profondeur, (2) période de gradient positif correspondant au désamorçage de la bougie poreuse à 60 cm alors que la pression à 30 cm diminue lentement.
- Le gradient de pression 90-60 cm présente deux périodes majeures, (1) valeurs quasiment nulles jusqu'au 10/08 et (2) valeurs positives à cause du désamorçage de la bougie poreuse à 60 cm, puis le gradient devient nul après désamorçage de la bougie poreuse à 90 cm.

En A7-20mSF:

- Le gradient de pression 60-30 cm montre deux périodes, (1) une période avec des valeurs positives avec des oscillations qui correspondent aux variations de pressions mesurées à 30cm, (2) période avec des valeurs négatives et décroissantes dans le temps correspondant à la diminution de pression mesurée à 60 cm, et au désamorçage de la bougie poreuse à 30 cm.

- Le gradient de pression 90-60 cm présente deux périodes majeures, (1) gradient positif à quasiment nul jusqu'au 10/08 et (2) gradient négatif mais avec de très faibles différences entre les deux niveaux 90 et 60 cm qui montrent des décroissances lentes des pressions.

Les décrochages des bougies poreuses, sont décalés dans le temps et comme précédemment opèrent dans la zone saturée.

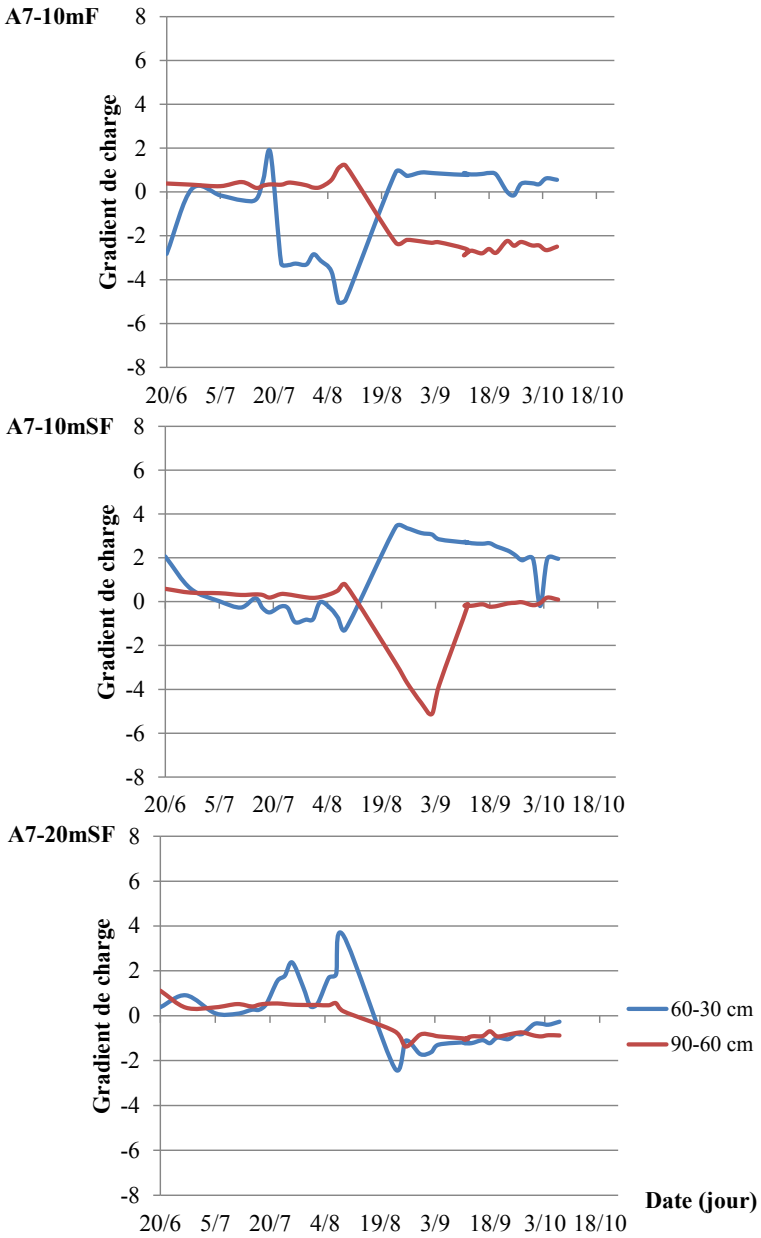


Figure V.26 : Variation des gradients de charge hydraulique calculés entre 60 et 30 cm et entre 90 et 60 cm de profondeur en parcelle cultivée A7, suivi du 20/06/2013 au 07/10/2013.

VI - ESTIMATION, CALCUL ET MODELISATION DE LA RESERVE UTILE (RU) (année 2013)

La notion de Réserve Utile (RU) est importante en agronomie, elle permet d'évaluer le stock d'eau disponible pour la plante dans le sol. Au fur et à mesure de la croissance et du développement des végétaux, l'enracinement descend en profondeur pour atteindre l'eau indispensable à leurs survies. Lors de cet enracinement, la croissance des plantes est confrontée à la Reserve Utile du sol. Dans ces territoires de marais, le niveau piézométrique haut en hiver peut stopper la croissance racinaire. C'est un problème majeur pour les cultures "d'hivers" comme le blé. Le quasi linéarité 1/1 entre niveau de nappe et approfondissement racinaire a été démontré par Pons et al (2001). De fait ce problème d'enracinement a été en parti régulé par l'extension du drainage mené depuis les années 1970. Le second effet positif du drainage est la désalinisation de surface. Finalement, le problème de la plante, dans ces territoires, est de pousser son enracinement en profondeur au risque d'atteindre les niveaux plus salés. D'une manière générale, il s'agit de gérer conjointement le stress hydrique et le stress salin.

La quantité d'eau utilisable par la plante peut être abordée par la notion de Réserve Utile. Ce paramètre est spécifique pour chaque type de sol. Il est calculé comme une hauteur d'eau pour un mètre de sol. Le calcul est généralement basé sur la texture du sol et/ou sur le bilan pluie - évapotranspiration (Burns, 1974 ; Jamagne et al., 1977 ; Choisnel, 1992 ; Bruand et al., 1996 ; Mathieu et Pieltain, 1998 ; Cazemier et al., 2001 ; Al Majou, 2008 ; Tetegan, 2011 ; Hong et al., 2013). Les profils de RU ont été dans un premier temps caractérisés par la densité apparente et texture du sol (Rawls et al., 1982 ; Braudeau et al.; 2005; Bruand and Coquet, 2005). Le calcul de RU est alors généralement basé sur la différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement (Bruand et al., 1996 ; Mathieu et Pieltain, 1998 ; Baize, 2000 ; Rab et al., 2011). Les valeurs de RU ainsi obtenues ne peuvent caractériser qu'un horizon défini. Les étapes suivantes ont consisté d'essayer de construire les profils verticaux de RU, en utilisant par exemple les mesures tensiomètriques à plusieurs niveaux (Tardieu et al., 1990 ; Granier et al., 1995 ; Breda et al., 2002). Les relations entre les propriétés physiques des sols et les valeurs de RU ont été déjà abordées par plusieurs auteurs (Archer and Smith, 1972; Kern, 1995 a, b; Saxton and Rawls, 2006). Les objectifs ont été d'associer la RU à une fonction de pédo-transfert (FPT), via les données météorologique, le coefficient de culture ainsi que l'enracinement en profondeur (Bastet et al., 1998; Bastet, 1999 ; Trouche et Morlon, 1999 ; Bruand et al., 2002; 2003 ; 2004; Morvan et al.; 2004; Bruand et Coquet, 2005; Choisnel, 1992; Nyvall, 2002; Hong et al., 2013).

En fait la croissance des végétaux et /ou les rendements de culture sont gouvernés par les profils verticaux de teneur en eau et les profils de RU dits « résiduelles » disponible pour le système racinaire. Ces profils de RU « résiduelles » résultent de la compétition entre les précipitations et l'évapotranspiration (ETP ou ETM). Dans le cas des zones humides côtières, avec une nappe superficielle (proche de la surface), le bilan hydrique doit prendre en compte les remontées capillaires (Guber et al., 2009). Les difficultés pour les modélisations sont en partie dues aux difficultés de mesure des propriétés hydromécaniques des sols argileux mais

également des propriétés non linéaires en milieux non saturés et au nombre de paramètres à prendre en compte pour les prédictions « multimodes » (Bate and Granger, 1969).

Pour nos sols de marais côtiers deux caractéristiques dominent :

- la texture limono-argileuse héritée des sédiments primaires qui sont responsables des propriétés de retrait très importantes,

- et la nappe proche de la surface et son gradient de salinité vertical.

VI.1. Estimation de la RU à partir des caractéristiques texturales du sol et/ou des données météorologiques.

La RU peut être extrapolé à partir des caractéristiques texturales du sol, essentiellement le ratio pourcentage d'argile et pourcentage de limon. L'extrapolation qui suit est basée sur les profils d'analyses texturale du Bri effectués sur le site de St Laurent de la Prée (Bernard, 2006; Gallier, 2011). Si la texture du Bri est relativement homogène sur ces territoires, à l'échelle des profils verticaux étudiés deux niveaux ont été différenciés:

- l'horizon de surface appauvri en argile (5 - 12.5% de fraction > 2 µm et 75 - 90% de fraction 2 – 80 µm). Celui-ci est limité à 30cm de profondeur.

- les niveaux profonds, sous 30 cm de profondeur, plus riches en argile (40 - 60% de fraction > 2 µm) et plus pauvres en limons (30-50% de fraction 2 - 80µm).

L'ensemble de ces textures se regroupent dans deux domaines dans le triangle de représentation texture RU (Bruand et al., 1996 ; Mathieu et Lozet, 2011; Figure VI.1):

- le domaine argile de surface (0-30cm) caractérisé par une RU voisine de 185 mm,
- et en profondeur (30 - 120 cm), à cheval sur les deux domaines, limoneux avec une RU voisine de 1,80 et limono-argileux avec une RU voisine de 2,0.

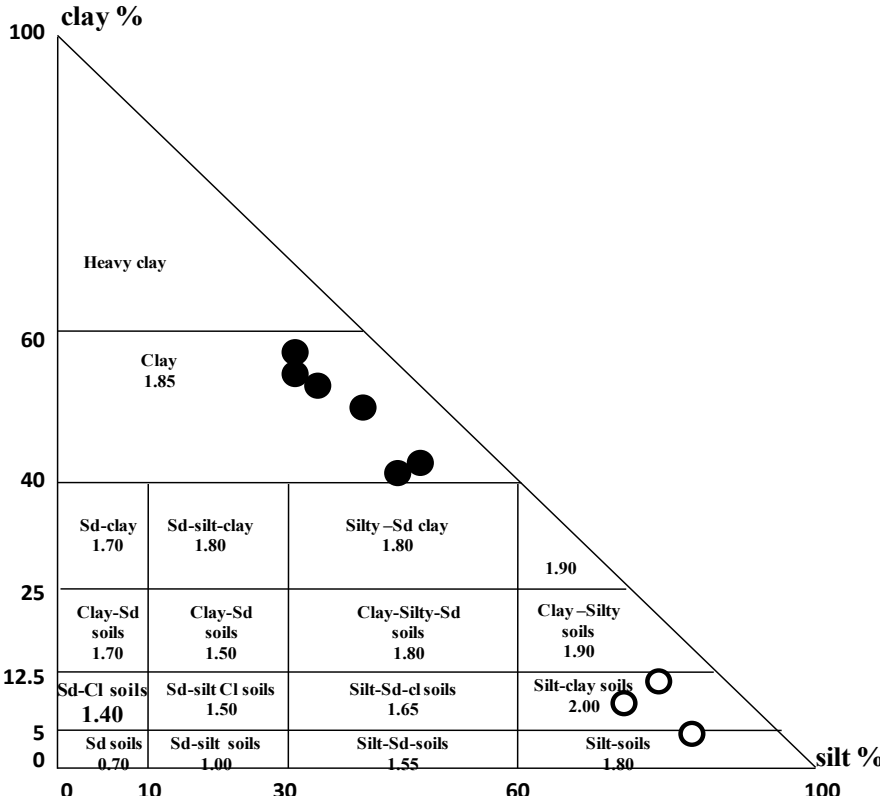


Figure VI.1 : Relation texture / RU pour les profils texturaux du Bri de St Laurent de la Prée (Radimy et al., 2013)

La deuxième méthode courante du calcul de la RU est basée sur la différence entre le point de flétrissement (Wfl) et la capacité au champ (Wcc) (Bruand et al., 1996; Rawls et al., 1982; Mathieu and Pieltain, 1998):

$$RU = h * \gamma_{ap} (Wcc - Wfl) * 10 \qquad \text{Eq.VI.1}$$

avec h l'épaisseur de la couche en cm, γ_{ap} la densité apparente, Wcc la teneur en eau de capacité au champ et Wfl la teneur en eau du point de flétrissement.

Le point de flétrissement est usuellement considéré comme équivalent à un pF de 4,2 (15 000 hPa en pression de succion) soit approximativement équivalent à la limite de retrait Wr pour nos sols argileux. La teneur en eau équivalente au point de flétrissement (Wcc) est également liée à la texture du sol et se situe entre 29 et 32% pour les sols argileux à limoneux (Baize et Jabiol, 1995). D'autre part, Wcc et Wfl peuvent également être estimées à partir de la texture du sol de la manière suivante (Rawls et al., 1982):

$$Wcc = 257,6 - (2*\text{sable }\%) + (3,6*\text{argile }\%) + (29,6*MO\%) \qquad \text{Eq.VI.2}$$

et

$$Wfl = 26 + (5*\text{argile }\%) + (15,8*MO\%) \qquad \text{Eq.VI.3}$$

avec MO% le pourcentage de matière organique.

Pour les compositions du Bri les valeurs ainsi calculées sont:

-Wcc soit voisine de Wp (40%)

-Wfl soit équivalente à Wr (20%).

Finalement ce calcul nous donne une RU "de base" égale à 200 mm en accord avec la détermination via le triangle des structures (Figure VI.1).

Le calcul de la RU en fonction de la météorologie (ETP) est basé sur la RU initiale calée uniquement sur la texture du sol. C'est un calcul pas à pas (date par date) qui prend en compte le bilan hydrique à chaque date et qui traduit l'évolution du potentiel du sol le long de la saison. Les paramètres pris en compte sont (Tableau VI.1) :

- la RU initiale (200 mm)
- Kc le coefficient de culture de la plante qui correspond à un coefficient de consommation en eau (sans unité)
- ETP ou l'ETM, l'évapotranspiration affectée du Kc
- RR la pluviométrie (mm)

Le calcul donne la RU initiale, RU_{ETP} (mm) pour une prairie ou RU_{ETM} (mm) pour une culture à Kc variable (Tableau VI.1).

Date	RUref (mm)	parcelle en prairie (L3)				parcelle cultivée (A7)			
		Kc	ETP (mm)	RR (mm)	RU_{ETP} (mm)	Kc	ETM (mm)	RR (mm)	RU_{ETM} (mm)
11/06/2013	200	1	3.3	0	195.3	0.3	0.95	0	199
15/07/2013	200	1	6.6	0	70.5	0.8	5.28	0	108.5
19/07/2013	200	1	5.4	0	45.9	0.8	4.32	0	88.8
22/07/2013	200	1	5.7	8	36.1	1	5.7	8	80.12
26/07/2013	200	1	4.5	5.5	61.9	1	4.5	5.5	106
29/07/2013	200	1	4.2	4	79.4	1	4.2	4	123.5
02/08/2013	200	1	5.3	0	58.6	1	5.3	0	103
05/08/2013	200	1	3.7	4.5	49.8	1	3.7	4.5	93.82
09/08/2013	200	1	3.5	0.5	37.5	1	3.5	0.5	81.52
23/08/2013	200	1	4	0	0	1	4	0	11.32
26/08/2013	200	1	3	0	5.4	1	3	0	12.02
30/08/2013	200	1	4.4	0	0	0.9	3.8	0	0
02/09/2013	200	1	4.4	0	0	0.9	3.96	0	0

Tableau VI.1 : Exemple d'évolution de RU_{ETP} pour la prairie et RU_{ETM} pour une culture de maïs sur le site de l'INRA pour la saison 2013. Le coefficient de Kc reste constant à 1 par définition pour la prairie; il évolue entre 0,3 et 1 (maximal 1.15) en fonction du cycle de croissance pour le maïs.

VI.2. Représentation des profils de RU, RU_{ETP} et RU_{ETM} (donnée 2013)

Les profils de RU, RU_{ETP} et RU_{ETM} ont été calculés pour la prairie L3 et la parcelle A7 en maïs pour la saison 2013, soit du 11/06/2013 au 02/09/2013. Quelles que soient les dates, chaque profil n'est caractérisé que par une valeur de RU (mm/m). Chaque profil vertical est donc représenté par une droite qui commence à RU = 0 en surface et qui se termine à 100 cm par la valeur de RU calculée en mm.

a- En prairie

Les profils (ou droites) ont été tracées pour 12 dates comprises entre le 11/06 et le 02/09/2013. Les calculs de RU_{ETP} commencent à partir du 11/06. Cette date sert de référence, le profil du 11/06 est le profil de référence (RU = 200mm). Les profils suivants sont affectés

par le bilan ETP et sont des profils RU_{ETP} avec des valeurs atteintes à 100 cm de profondeur qui diminuent de 70,5 mm le 15/07 jusqu'à 0 le 02/09/2013 (Figure VI.2).

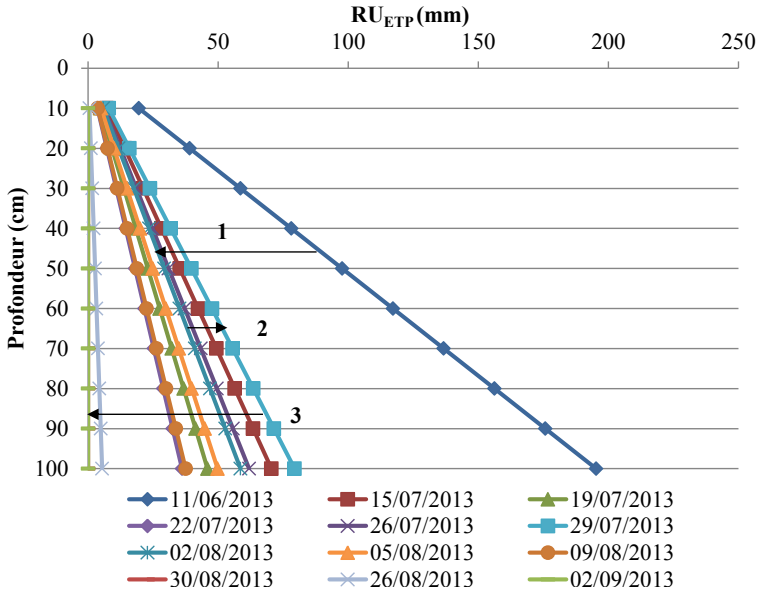


Figure VI.2 : Représentation des profils représentatifs de RU_{ETP} en L3 entre le 11/06/2013 et le 02/09/2013. Les flèches horizontales montrent les sens d'évolutions (1) pendant la première période de dessiccation, (2) correspond à la 1ere période d'humidification et (3) à la deuxième période de dessiccation (dessiccation finale).

Le graphique montre bien l'évolution des profils de RU_{ETP} dans le temps sous l'influence climatique avec diminution du potentiel disponible lors de la première dessiccation (1), réalimentation lors de la période de pluie (2) et dessiccation finale (3).

Les valeurs de RU_{ETP} ont été calculées en continu via les données de la station météorologique. L'évolution des RU_{ETP} est mise en relation avec la chronologie des précipitations (Figure VI.3).

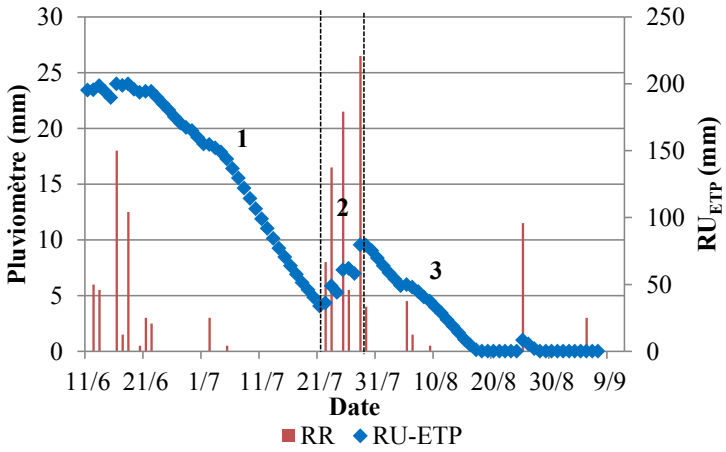


Figure VI.3: Evolution de la RU_{ETP} et des précipitations dans le temps via les données météorologiques du 11/06/2013 au 07/09/2013, (1) correspond à la première période de dessiccation, (2) à la période d'humidification et (3) à la deuxième période de dessiccation. RR la pluviométrie.

Ce calcul ne représente que des profils linéaires caractérisés par leurs pentes. Celles-ci évoluent bien dans le temps mais ne traduisent pas l'avancée du front de dessiccations et/ou progression du système racinaire en profondeur. On peut y observer (02/09) des profils de RU_{ETP} nuls sur toute l'épaisseur de 1 m alors qu'aucun profil de teneur en eau n'apparaît "sec" en réalité jusqu'à cette profondeur.

b- En parcelle cultivée A7

Dans la parcelle cultivée, quels que soient les sites A7-10m ou A7-20m, on n'obtient qu'une seule donnée venant de la station météorologique, donc une série unique de valeurs RU_{ETM} (Figure VI.5). La différence par rapport à la série des valeurs RU_{ETP} vient du coefficient de culture Kc du maïs (Figure VI.4).

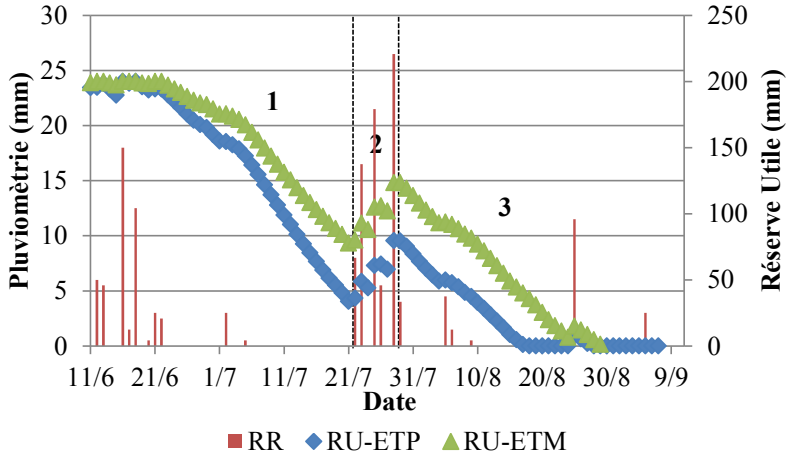


Figure VI.4: Superposition des évolutions des RU_{ETP} et RU_{ETM} (maïs) entre le11/06/2013 et le 07/09/2013, (1) correspond au premier épisode de dessiccation, (2) à l'épisode d'humidification et (3) au deuxième épisode de dessiccation. RR la précipitation, RU-ETP la réserve utile RU_{ETP} en parcelle de prairie (Kc = 1) et RU-ETM la réserve utile RU_{ETM} en parcelle cultivée (Kc maïs variable).

Les profils de RU_{ETM} varient dans le temps de manière similaire aux profils de RU_{ETP} sous l'influence climatique mais avec des pentes différentes correspondant aux valeurs de RU_{ETM} calculées (108,5 mm à 1 m le 15/07 et 0 mm à 1 m à partir du 30/08). L'effet des trois épisodes (1) dessiccation, (2) pluviométrie et (3) dessiccation est clair. L'évolution des valeurs de RU_{ETM} correspond bien à la chronologie pluviométrique (Figure VI.5).

Mais comme pour les valeurs de RU_{ETP}, les profils de RU_{ETM} ne sont que linéaires caractéristiques d'une seule valeur obtenue pour 1m de profondeur. Les profils ne représentent pas les évolutions verticales de teneur en eau mesurées *in situ*.

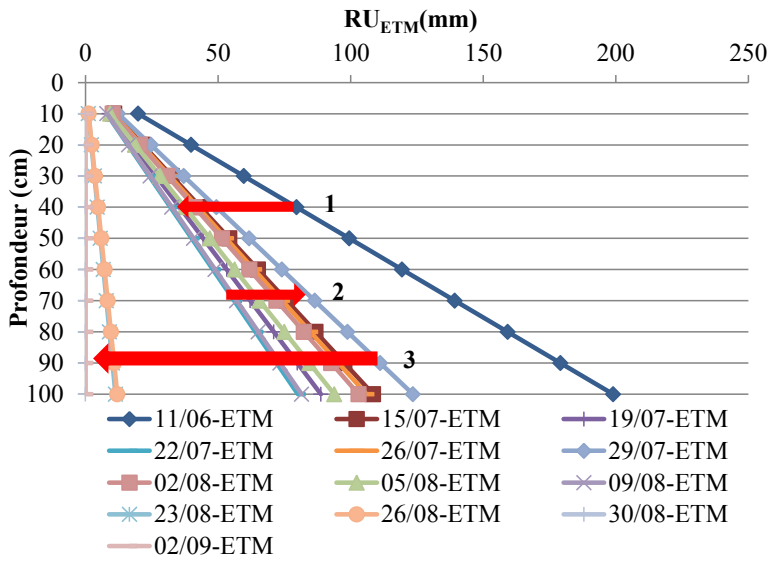


Figure VI.5: Profils représentatifs des RU_{ETM} calculées entre le 11/06/2013 et le 02/09/2013 dans la parcelle A7 cultivée en maïs, (1) premier épisode de dessiccation, (2) épisode d'humidification (3) deuxième épisode de dessiccation

VII.3 Calcul des profils de RU résiduelle (RUres) à partir des profils réels de teneur en eau

L'objectif est de pallier au manque d'information des simples profils de RU, RU_{ETP} et RU_{ETM} par rapport aux évolutions verticales des caractéristiques hydriques du sol au cours du cycle de croissance - sénescence des plantes. Les profils de teneurs en eau mesurés semblent représentatifs des évolutions verticales. La construction de profils de RU résiduelles à partir de ces profils de teneur en eau semble réaliste pour montrer l'évolution verticale des profils d'eau disponible au cours de la saison. L'objectif est de représenter les évolutions verticales dans le sol de la progression des fronts de dessiccation face à l'évaporation et les éventuelles remontées capillaires.

Le calcul est basé sur l'équation:

$$RU = h * \gamma_{ap} (Wcc - Wfl) * 10 \qquad \text{Eq.VI.4}$$

En remplaçant la capacité au champ (Wcc) par la teneur en eau résiduelle (Wj) à la date considérée, l'équation devient :

$$RUres = h * \gamma_{ap} (Wj - Wfl) * 10 \qquad \text{Eq.VI.5}$$

avec W_J la teneur en eau mesurée le jour j.

Les profils de teneur en eau sont acquis tous les 10 cm de profondeur. Les profils de RUres sont donc calculés par couche de 10 cm correspondant aux profondeurs de mesure de W. En considérant le point de flétrissement équivalent à la limite de retrait Wr, l'équation devient par couche:

$$RUres = 10 * \gamma_{ap} (Wj - Wr) * 10 \qquad \text{Eq.VI.6}$$

Le profil est finalement reconstruit par sommation successive, à partir de la surface jusqu'à la profondeur équivalente à n couches, des RUres calculées pour chaque couche (i) de 10cm de la surface:

$$RUres_{(n/D)} = \sum_1^n h\ \gamma ap\ (W_{i/D} - Wr)\ 10 \qquad \text{Eq.VI.7}$$

avec n le nombre de couches de 10 cm (épaisseur), γap la densité apparente, h la profondeur, Wi/D la teneur en eau mesurée à la profondeur i le jour j, Wr la limite de retrait.

a- En prairie

Du point de vue général, on observe que les profils calculés présentent les mêmes formes :

- profils courbes et non linéaires
- avec des pentes à l'origine plus fortes qu'en profondeur
- une augmentation de ces pentes à l'origine avec la dessiccation
- et une translation horizontale vers l'axe des ordonnées (RU = 0) avec la dessiccation.

Ils sont cohérents avec les profils de teneur en eau et la progression du front de dessiccation:

- diminution de la RUres près de la surface
- augmentation de la RUres avec la profondeur.

Ils se différencient par contre clairement des profils linéaires de RU_{ETP} (Figure VI.6 et VI.7).

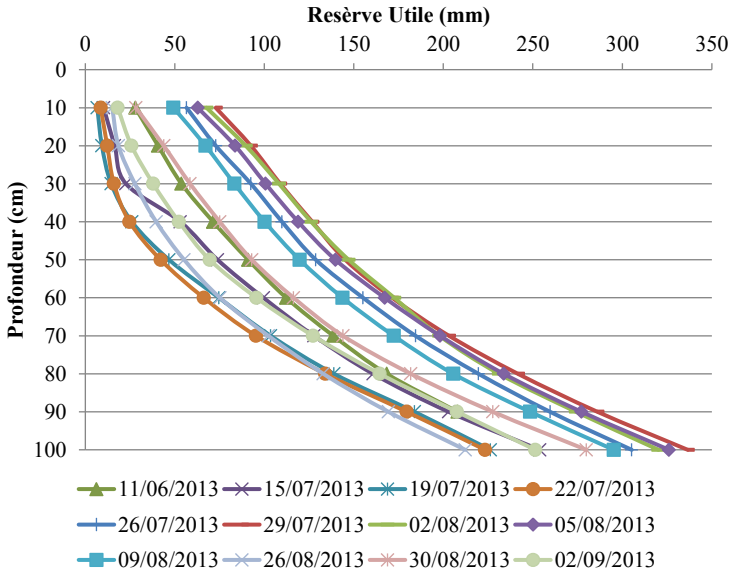


Figure VI.6 : Profils de RUres du sol calculés pour les 12 dates de prélèvement (du 11/06/2013 au 02/09/2013) dans la parcelle en prairie L3.

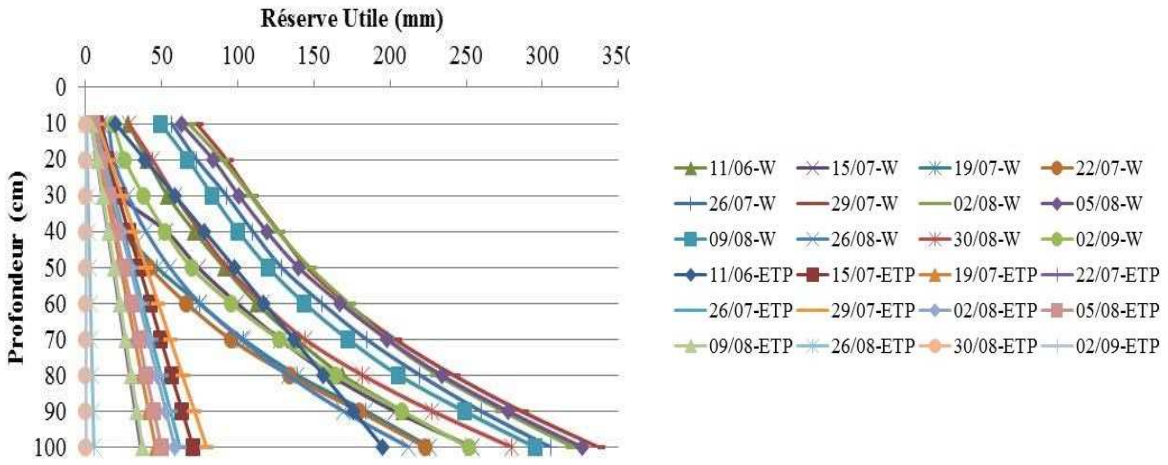


Figure VI.7 : Superposition des profils RU_{ETP} et des profils de RUres du sol calculés pour les 12 dates de prélèvement (du 11/06/2013 au 02/09/2013) dans la parcelle en prairie L3.

Les translations horizontales et la forme des profils calculés suivent les trois épisodes météorologiques qui influent sur l'évolution des profils de RU dans le temps (Figure VI.8): Le premier épisode de dessiccation du 11/06/2013 au 22/07/2013, l'épisode d'hydratation du 22/07/2013 au 29/07/2013, la deuxième période de dessiccation observé le 29/07/2013 au 02/09/2013.

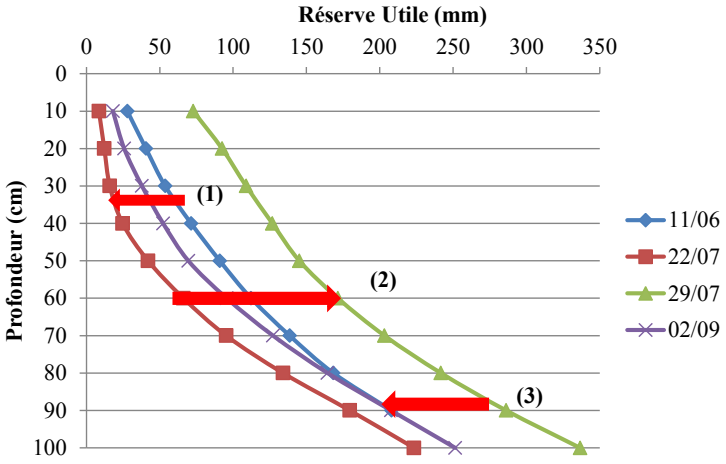


Figure VI.8 : Evolution des profils de RUres au cours des 3 épisodes météorologiques dans la parcelle en prairie L3, (1) première dessiccation, (2) période de pluie, (3) 2ème dessiccation.

Lors du premier épisode de dessiccation (1), la valeur de la RUres décroit de 25 mm à 8.5 mm entre le 11/06/2013 et le 22/07/2013 en surface (10 cm). Elle décroit de 253 mm à 223 mm à 1 m de profondeur pour les mêmes dates. Les courbes conservent bien l'influence des profils de W.

Le cycle d'humidification (2) se traduit par l'augmentation des valeurs de RUres de 8.5 mm à 72.81 mm entre le 22/07/2013 et le 29/07/2013 en surface (10 cm) et de 223 mm à 336 mm à 1 m de profondeur.

Le deuxième cycle de dessiccation (3) fait diminuer la valeur de la RU de 73 mm à 18 mm entre le 29/07/2013 au 02/09/2013 en surface (10 cm) et de 336 mm à 251 mm à 1 m de profondeur (Figure VI.9).

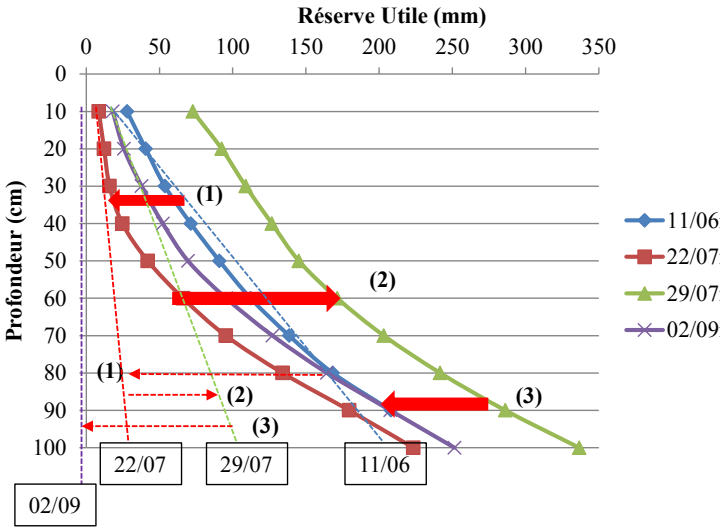


Figure VI.9 : Comparaison des évolutions de RUres calculées à partir des profils de W et les RU initiales calculées à partir de l'ETP (droites en pointillés).

Evidemment les épisodes météorologiques font varier les deux familles de profils dans le même sens. Les différences apparaissent sur leurs formes.

Les deux profils de départ sont presque superposés de 20 cm à 80 cm de profondeur. Le profil RUres montre des valeurs légèrement supérieures en surface et le rôle croissant de la forme du profil de W sous 80 cm de profondeur.

A la fin du premier épisode de dessiccation (1), le 22/07, le profil de RUres se superpose au profil de RU_{ETP} de la surface à 40 cm de profondeur. Sous 40 cm le profil de RUres montre l'accroissement important de la réserve utile avec la profondeur.

A la fin de l'épisode de pluie (2), le 29/07, l'amplitude des "remontées" des deux profils est complètement différente. La valeur de RUres augmente jusqu'à 73 mm à 10 cm contre 20mm pour la RU_{ETP}. La différence est encore plus importante en profondeur à cause de la forme du profil de W; soit 336 mm (RUres) contre 79,7 à 1 m. Le calcul des RU_{ETP} montre l'apport de pluie tout en restant sous la barre de 200 mm calculée à partir de la texture du sol. A l'inverse le calcul des RUres dépasse largement ces 200 mm initiaux qui sont calés sur la capacité au champ. La différence positive entre cette RU_{ETP} initiale de 200mm et les RUres correspond à un excédent d'eau (eau de ressuyage) qui tend peut être vers un effet asphyxiant pour la plante mais qui sert de stock pour la période de dessiccation suivante.

A la fin du deuxième épisode de dessiccation (3), le 02/09, le profil de RU_{ETP} est calé sur un zéro "vertical" le profil de RUres montre encore une réserve en eau importante voisine de 20 mm en surface, 50 mm à 40 cm de profondeur et 250 mm à 1m. Comparativement, le calcul des RU_{ETP} sous-estime les réserves utiles. Le stock accumulé en période de pluie est réutilisable. Dans cette parcelle non drainée, les profils calculés de RUres montrent la progression du front de dessiccation de la surface vers la profondeur mais avec un aspect nettement plus "optimiste" que les RU_{ETP}. RU_{ETP} et RUres ne coïncident que lors du premier épisode de dessiccation et seulement jusqu'à 40 cm. Ensuite les RUres tiennent compte du stock d'eau accumulé en période de pluie.

b- En parcelle cultivé A7

Les données météorologiques sont les mêmes pour l'ensemble de la parcelle (A7-10mF, A7-10mSF, A7-20mSF). Comme pour la parcelle en prairie, les RUres sont calculées à partir des profils de teneur en eau (Figure VI.10).

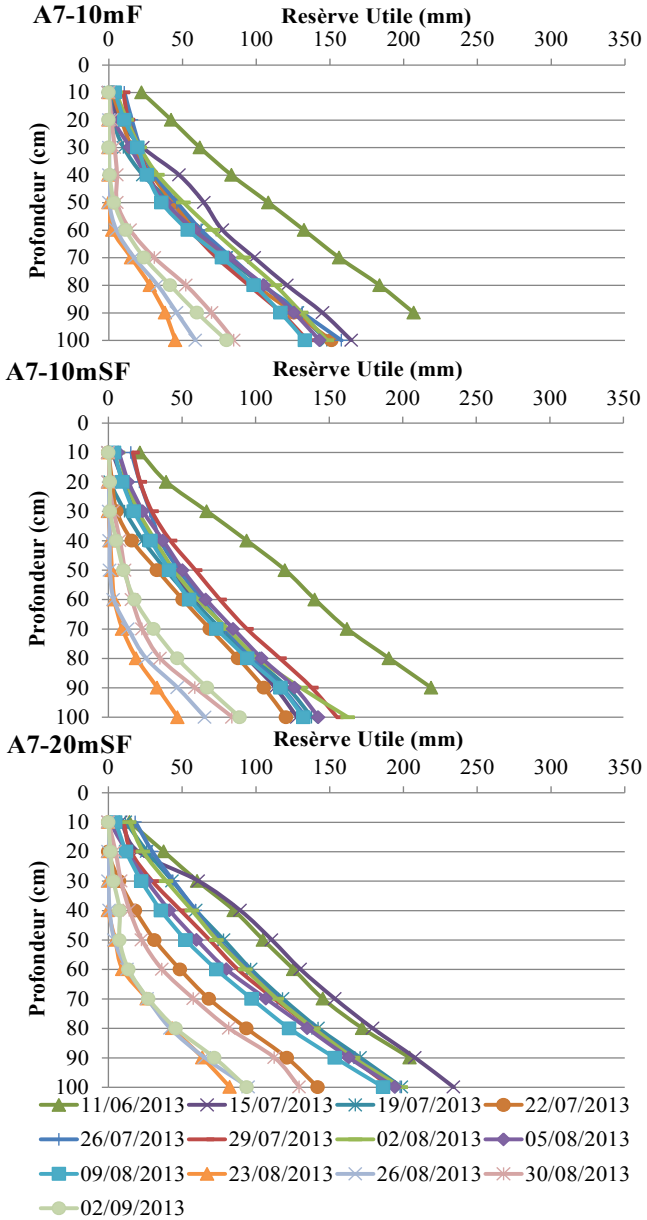


Figure VI.10 : Evolution des profils de RUres calculés pour les échéances de prélèvements 11/06/2013 au 02/09/2013 dans la parcelle cultivée en maïs (A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF).

Du point de vue général, on observe que les profils ont les mêmes formes (concaves) contrôlées par les profils de W, mais qui se décalent dans le temps. Ce décalage est gouverné par l'évolution des conditions météorologiques et de l'avancement du front de dessiccation dans le temps. Contrairement à la prairie les RUres calculées en fin de période de dessiccation atteignent des valeurs nulles près de la surface et des valeurs beaucoup plus faibles à 1m de profondeur (70 mm en A7 contre 200 mm en L3). Ces différences sont en accord avec les différences entre profils de W de prairie et d'A7 qui sont dues au type de couverture végétale,

maïs ou prairie, et au drainage en A7 qui abaisse le niveau de nappe. Les profils de RUres se différencient encore clairement des profils linéaires de RU_{ETM} (Figure VI.11 et VI.12).

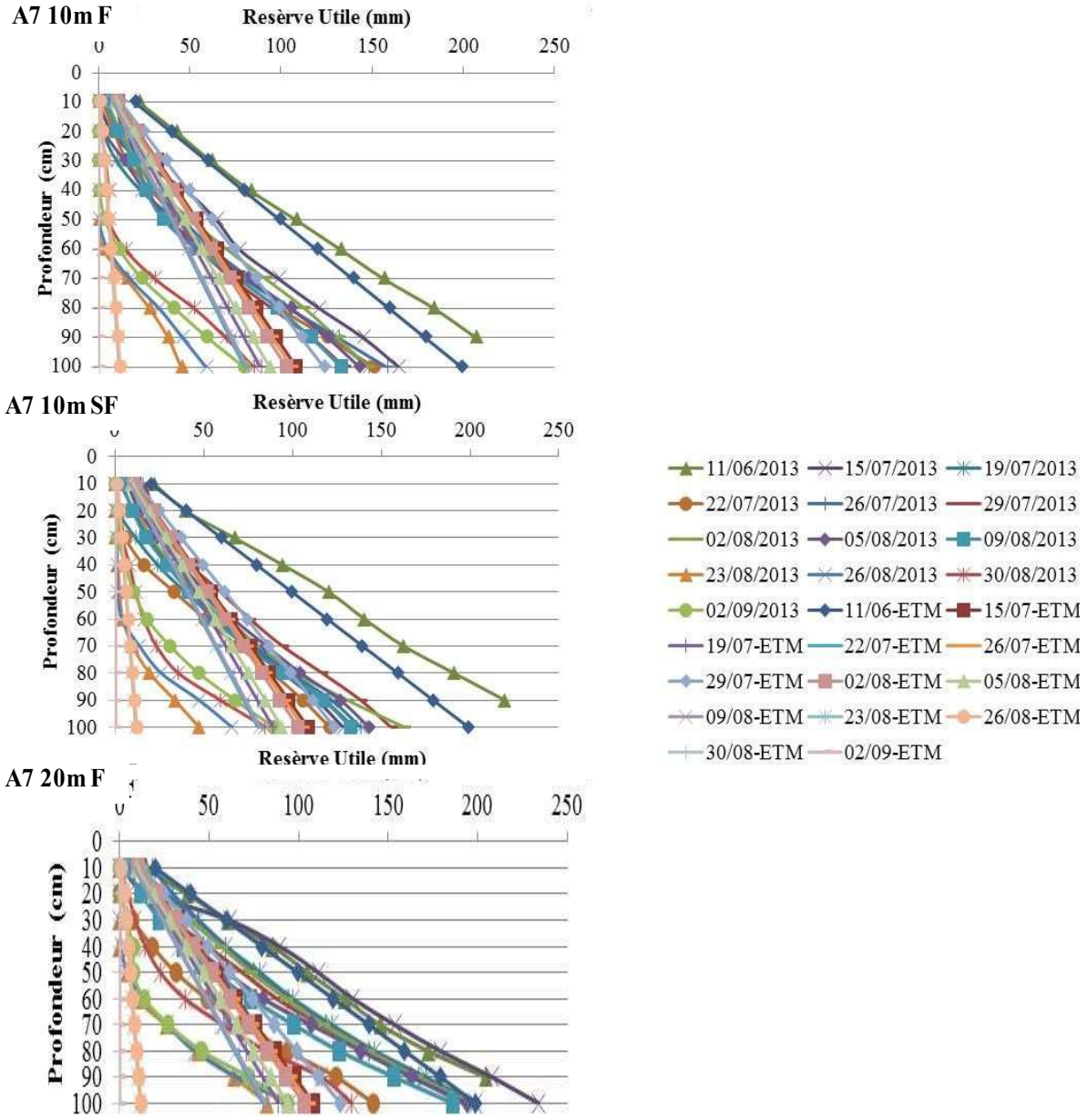


Figure VI.11 : Différences entre les profils de RUres et RU_{ETM} calculés pour les échéances de prélèvements du 11/06/2013 au 02/09/2013 dans la parcelle cultivée en maïs (A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF).

Quel que soit le site étudié, les profils de réserve utile sont tous influencés par les trois épisodes météorologiques au cours de la campagne : la première dessiccation du 11/06/2013 au 22/07/2013, la pluviométrie et l'hydratation le 22/07/2013 au 29/07/2013 et le deuxième cycle de dessiccation observé du 29/07/2013 au 02/09/2013.

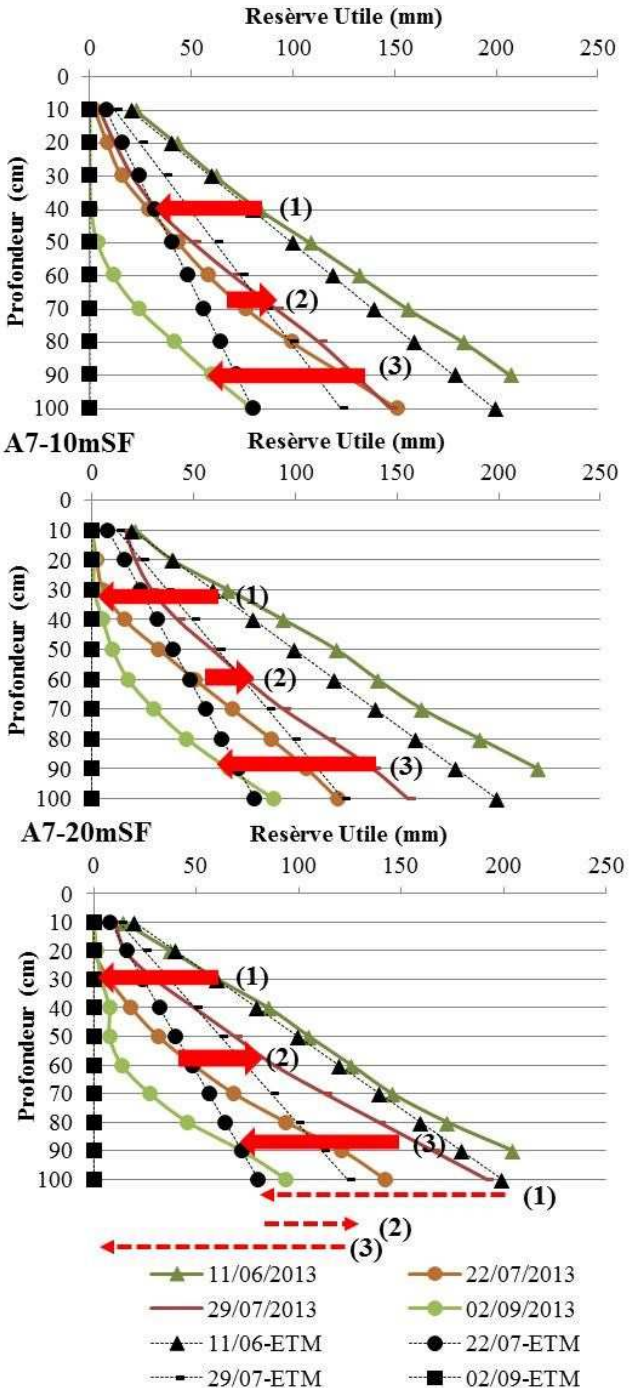


Figure VI.12 : Evolutions des profils de RUres et RU_{ETM} par rapport aux trois évènements météorologiques (1) première dessiccation, (2) période de pluie et (3) dessiccation finale dans la parcelle cultivée en maïs (A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF).

La superposition des courbes de RU_{ETM} et RUres sur les mêmes diagrammes montre:

- A la date de départ du 11/06,

  - en A7-10m les RUres sont superposées au RU_{ETM} sur les 30 à 40 cm de surface. Ils s'en écartent progressivement en profondeur mais faiblement (205 et 210 mm contre 200mm de RU_{ETM} à 90cm de profondeur).

- en A7-20mSF les RUres sont cohérentes avec les RU_{ETM} jusqu'à 70 cm de profondeur.

- A la fin du premier épisode de dessiccation (1), le 22/07,

- en A7-10mF, les RUres sont voisines à légèrement inférieures au RU_{ETM} sur les 60 premiers centimètres. Elles s'en écartent rapidement en profondeur (150 contre 80mm de RU_{ETM} à 90cm de profondeur)
- en A7-10mSF, les RUres sont nettement inférieures au RU_{ETM} sur les 50 premiers centimètres. Le front de dessiccation est très marqué. A partir de 60 cm de profondeur, les valeurs de RUres augmentent rapidement par rapport à RU_{ETM} (120 contre 80 mm à 90cm de profondeur)
- en A7-20mSF les évolutions sont similaires à celles observées en A7-10mSF mais avec un écart plus important en bas de profil (145 contre 80 mm à 90cm de profondeur)

- A la fin de l'épisode de pluie (2) le 29/07,

- en A7-10mF, les RUres ont augmenté de 10-20 mm tout le long du profil. La valeur à 1 m reste identique à celle du 22/07 soit 153 mm.
- en A7-10mSF, la période de pluie a décalé le profil de RUres en augmentant leurs valeurs de 20 à 30 mm. dans ces conditions les valeurs de RUres sont légèrement inférieures à voisines des valeurs de RU_{ETM} jusqu'à 60 cm de profondeur. A partir de 60 cm de profondeur, les valeurs de RUres augmentent par rapport à RU_{ETM} (150 contre 120 mm à 90cm de profondeur). On n'observe pas de stockage important d'eau en surface comme dans la prairie.
- en A7-20mSF les évolutions des RUres sont légèrement inférieures au RU_{ETM} jusqu'à 40 cm puis elles s'en écartent rapidement jusqu'à 1 m (190 contre 120 mm à 100 cm de profondeur)

- A la fin du deuxième épisode de dessiccation (3), le 02/09, tous les profils de RU_{ETM} sont à zéro jusqu'à 1m. Les profils de RUres sont également à zéro mais jusqu'à 30 à 50 cm seulement. Les valeurs de RUres augmentent ensuite lentement jusqu'à 60 cm (15 - 20 mm) puis rapidement sous 60 cm (80 à 90 mm à 1m).

Dans ces parcelles drainées, l'effet du drainage apparaît sur les profils de W et par calcul sur les profils de RUres. Les fronts de dessiccation sont nettement plus marqués qu'en prairie par l'effet double d'une culture à forte consommation d'eau et fort enracinement, bien que les Kc du maïs restent longtemps inférieurs à ceux de la prairie. L'effet dominant est celui du drainage qui limite énormément le stockage d'eau dans les niveaux superficiels du sol.
Ce calcul des profils de RUres, via les profils de teneur en eau, par tranche de 10 cm semble cohérent et réaliste par rapport au fonctionnement des parcelles drainées ou non drainées. Il a l'avantage de simuler l'approfondissement des fronts de dessiccation de manière cohérente avec les accroissements d'ETM mais également l'enfoncement racinaire nettement plus

profond sous le maïs que sous la prairie. Par les formes concaves des profils de RU obtenus, il est également cohérent par rapport à la "compétition" entre la progression vers le bas du front de dessiccation, causée par les conditions de surface, et l'effet des remontées capillaires.

L'effet de stockage observé en prairie doit être associé (1) à l'absence de drainage et un niveau de nappe qui reste proche de la surface, (2) aux très faibles conductivités hydrauliques de la matrice argileuse dans le domaine solide et (3) à la réduction du réseau de fractures de retrait en prairie. Celles-ci s'arrêtent au niveau équivalent à Wp et sont limitées en surface par le mat racinaire. A l'inverse les fractures de retrait descendent à plus d'un mètre de profondeur en parcelle cultivée drainée activant les transferts d'eau de pluie vers la profondeur de drainage.

Par rapport aux calculs, la différence entre les valeurs de RU_{ETM} et RUres en profondeur s'explique par la présence de l'eau dans le sol qui n'est pas pris dans le paramètre de calcul via les données météorologique. La station prend en compte que les bilans climatiques externes du sol plus précisément dans la sub-surface et l'atmosphère, elle ne prend pas en compte les niveaux de nappe et les remontées capillaires.

VI.4. Modélisation des profils de réserve utile résiduelle (RUres) dans le temps

L'objectif est d'atteindre une modélisation des profils de RUres dans le temps en utilisant un paramètre facile à mesurer ou à calculer. Le travail se base sur les calculs de RUres obtenus à partir des profils de W mesurées pour les différentes dates. Dans ces conditions ces profils obtenus à partir des profils de W mesurées seront appelés (RUmes) dans la suite des calculs.

Les comparaisons précédentes entre RUres, basées sur les profils de W mesurées, et RU_{ETP} ou RU_{ETM}, calculés à partir de la RU "texturale" du sol et des conditions météorologiques, montrent des profils de RUres réalistes face aux conditions climatiques et transferts d'eau entre nappe et sol. Les relations en profondeur entre nappe et profil hydriques sont mises en évidence par les profils de teneur en eau. Elles pourraient également être mises en évidence par les profils de mesures tensiométriques (Breda et al., 2002; Granier et al., 1995; Tardieu et al., 1990) mais les fortes propriétés de retrait du Bri provoquent des décrochements des bougies poreuses bien avant leurs limites théoriques de mesure. Le choix a donc été de modéliser les profils de RUres dans le temps en utilisant un paramètre de surface qui permette de traduire les effets des conditions externes (atmosphère) et internes (dans le sol).

La première étape est le choix d'équations susceptibles de représenter au mieux les évolutions verticales des profils de RUres. Cette recherche est effectuée sous Excel pour l'ensemble des courbes de RUres (RUmes) via l'option « courbe de tendance ». Chaque profil calculé (RUcalc) est traduit par son équation, et la valeur du coefficient de détermination (R^2) par rapport au profil RUmes.

Ces premiers profils de RUmes sont des courbes de type « profondeur = f (RUmes) » avec leurs paramètres A, B et/ou C caractéristiques. Ces équations « profondeur = f (RUmes) » sont ensuite transposées en équations « RUmes= f (profondeur) » associées à leurs

nouveaux paramètres A', B' et/ou C' pour faciliter les modélisations à suivre des profils de réserve utile modélisé (RUmod).

Dans un troisième temps, différents paramètres de surface ont été insérés dans les équations de RUmod de manière à obtenir la modélisation la plus réaliste tant en terrains non drainés (prairies) qu'en terrains drainés (culture).

L'ensemble de ces calculs a été exécuté en se basant sur les données 2013 et les profils de RUres (RUmes) calculés ci-dessus en A7 et en L3.

A- Choix des équations pour la modélisation des profils de RUres dits RUmes

Pour caler les courbes de RU calculées sur les concavités des courbes de RUmes, trois types d'équations, ont été utilisées parmi les plus facilement disponibles sur Excel, soit (Figure VI.13a, b, c):

1- Equation polynomiale du second dégrée
2- Courbe logarithmique
3- Loi puissance.

L'équation polynomiale du second dégrée donne des profils de type :

$$\text{Profondeur} = A\,(RU)^2 + B(RU) + C \qquad \text{Eq.VI.8}$$

avec, A, B et C les variables à déterminer, Profondeur = le niveau de calcul de RU (pas de 10cm) et RU la réserve utile (mm).

Ce type d'équation permet d'afficher de bonnes "superpositions" de la courbe de tendance sur les profils concaves de RUmes. La valeur du coefficient de détermination R^2 est de 0.9.

L'équation logarithmique donne des profils de type :

$$\text{Profondeur} = A \ln(RU) + B \qquad \text{Eq.VI.9}$$

avec, A et B les variables à déterminer, Profondeur le niveau de calcul (cm) et RU la réserve utile (mm).

Cette équation donne une bonne corrélation entre courbe de tendance et les profils de RUmes mais avec de légers décalages en profondeur pour les profils les plus secs. La valeur du coefficient de détermination R^2 est de 0.78.

Malheureusement, ce type d'équation est le non affichage de l'équation en cas de présence de valeurs nulles de RU.

L'équation de loi puissance donne des profils de type :

$$\text{Profondeur} = A\,(RU)^B \qquad \text{Eq.VI.10}$$

avec, A et B les variables à déterminer, Profondeur la profondeur du niveau de calcul (cm) et RU la réserve utile (mm).

Les courbes de tendance ont des formes légèrement convexes. Dans ces conditions, on n'a pas de corrélation satisfaisante entre la courbe de tendance et les profils de RUmes. D'autre

part, les valeurs nulles de RU ne permettent pas les calculs des profils. La valeur du coefficient de détermination R^2 est de 0. 89.

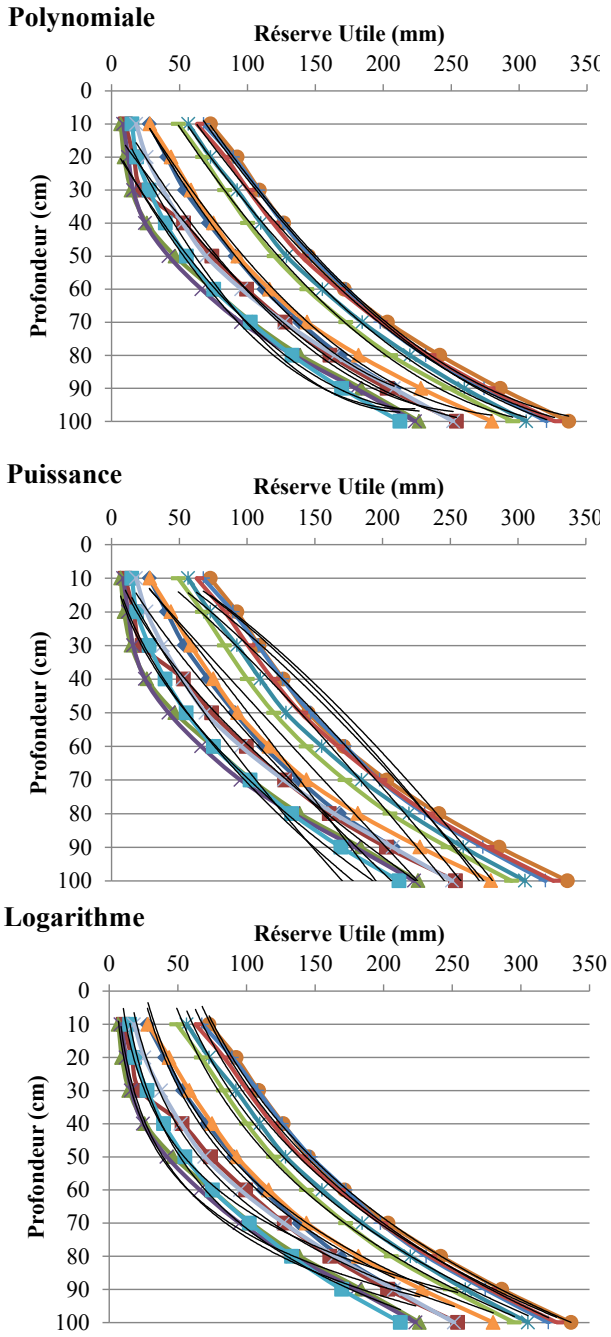


Figure VI.13a : Représentation des profils de RUmes et des profils de RUcalc correspondants calculés par équation polynomiale du second degré (Polynomiale), par loi puissance et par équation logarithmique pour la prairie L3 entre le 11/06/2013 et 02/09/2013. Courbe coloré = profils des RUmes, courbe en trait noir = courbe de tendance.

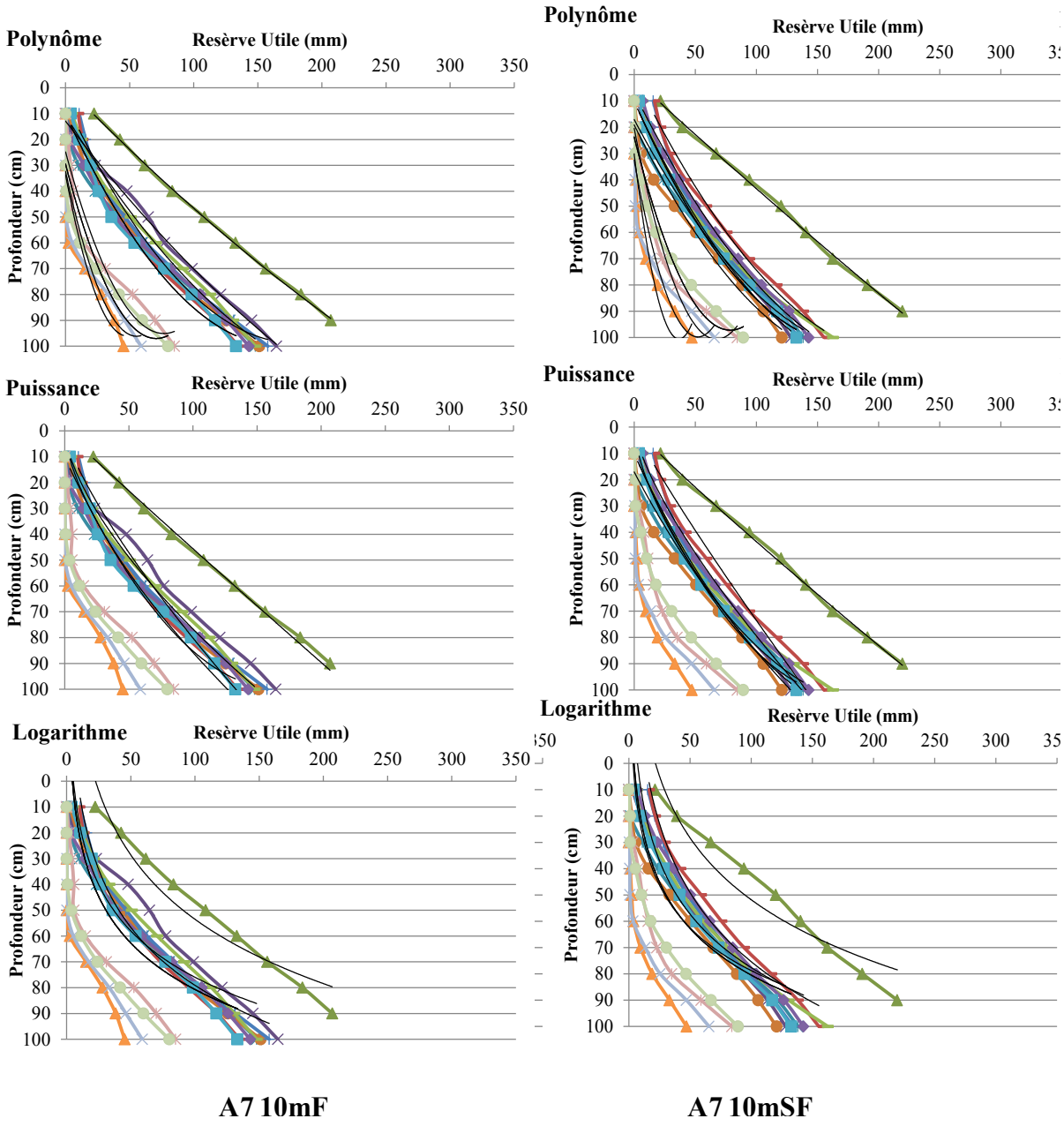


Figure VI.13b : Représentation des profils de RUmes et des profils de RUcalc correspondants calculés par équation polynomiale du second degré (Polynomiale), par loi puissance (Puissance) et par équation logarithmique (Logarithme) pour la parcelle A7-10mF et A7-10mSF entre le 11/06/2013 et 02/09/2013. Les profils "logarithme" et "puissance" n'apparaissent que peu réalistes et ne sont pas calculables pour les profils les plus sec avec des RU égales à zéro à proximité de la surface. Courbe coloré = profils des RUmes, courbe en trait noir = courbe de tendance.

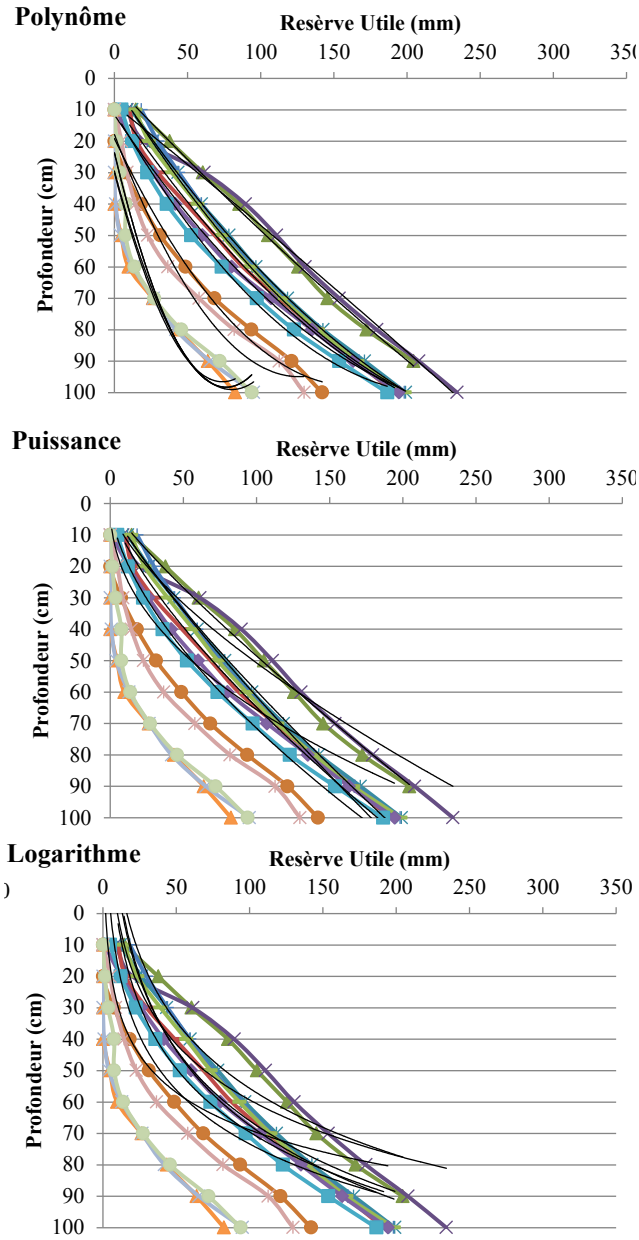


Figure VI.13c : Représentation des profils de RUmes et des profils de RUcalc associés calculés par équation polynomiale du second degré (Polynomiale), par loi puissance (Puissance) et par équation logarithmique (Logarithme) pour la parcelle A7-20mSF entre le 11/06/2013 et 02/09/2013. De la même manière, les profils "logarithme" et "puissance" n'apparaissent que peu réalistes et ne sont pas calculables pour les profils les plus sec avec des RU égales à zéro à proximité de la surface.

Après comparaisons entre les différentes courbes de tendance et les profils de RUmes, l'équation polynomiale du second dégrée a été sélectionnée pour l'ensemble des calculs et modélisation. La bonne corrélation avec les profils de RUmes se vérifiera aussi bien pour les représentations de type « profondeur= f(RU) » qu'après transposition pour les représentations de type « RU= f(profondeur) ».

L'ensemble des équations du second degré et les coefficients R^2 associés est présenté dans le (Tableau VI.2**a**).

a

Date	L3		A7-10mF		A7-10mSF		A7-20mSF	
	Polynomiale		Polynomiale		Polynomiale		Polynomiale	
11/06/2013	$y = -0.0015x^2 + 0.7913x - 9.5558$	$R^2 = 0.999$	$y = -0.0004x^2 + 0.5098x - 0.7791$	$R^2 = 0.9996$	$y = -9E-05x^2 + 0.4262x + 1.6707$	$R^2 = 0.9983$	$y = -0.0003x^2 + 0.4915x + 1.8758$	$R^2 = 0.9977$
15/07/2013	$y = -0.001x^2 + 0.5945x + 10.519$	$R^2 = 0.9891$	$y = -0.0004x^2 + 0.5847x + 15.48$	$R^2 = 0.9974$	$y = -0.0025x^2 + 0.9944x + 10.269$	$R^2 = 0.9957$	$y = 1E-04x^2 + 0.3732x + 8.4791$	$R^2 = 0.9954$
19/07/2013	$y = -0.0015x^2 + 0.6866x + 16.023$	$R^2 = 0.9704$	$y = -0.002x^2 + 0.8351x + 17.057$	$R^2 = 0.9847$	$y = -0.0015x^2 + 0.7583x + 21.149$	$R^2 = 0.9964$	$y = -0.001x^2 + 0.6925x + 2.178$	$R^2 = 0.9998$
22/07/2013	$y = -0.0018x^2 + 0.7569x + 14.781$	$R^2 = 0.9621$	$y = -0.0026x^2 + 0.9664x + 11.984$	$R^2 = 0.9942$	$y = -0.0014x^2 + 0.7875x + 13.711$	$R^2 = 0.989$	$y = -0.0017x^2 + 0.7496x + 26.475$	$R^2 = 0.9957$
26/07/2013	$y = -0.0009x^2 + 0.6878x - 25.118$	$R^2 = 0.9987$	$y = -0.0029x^2 + 1.0371x + 5.5937$	$R^2 = 0.9874$	$y = -0.0037x^2 + 1.247x - 4.1406$	$R^2 = 0.9911$	$y = -0.0015x^2 + 0.8072x - 3.1617$	$R^2 = 0.9994$
29/07/2013	$y = -0.0009x^2 + 0.72x - 36.973$	$R^2 = 0.9976$	$y = -0.0038x^2 + 1.1892x + 5.6198$	$R^2 = 0.9824$	$y = -0.0021x^2 + 0.9513x + 0.1911$	$R^2 = 0.9912$	$y = -0.0011x^2 + 0.6874x + 7.7822$	$R^2 = 0.9948$
02/08/2013	$y = -0.0009x^2 + 0.6917x - 33.858$	$R^2 = 0.9993$	$y = -0.0016x^2 + 0.8184x + 10.584$	$R^2 = 0.9915$	$y = -0.0028x^2 + 1.0138x + 7.9911$	$R^2 = 0.993$	$y = -0.0013x^2 + 0.7458x + 1.6892$	$R^2 = 0.9989$
05/08/2013	$y = -0.0008x^2 + 0.6674x - 28.419$	$R^2 = 0.9986$	$y = -0.0015x^2 + 0.7511x + 20.001$	$R^2 = 0.9934$	$y = -0.0021x^2 + 0.9328x + 6.9328$	$R^2 = 0.9961$	$y = -0.0013x^2 + 0.6952x + 11.594$	$R^2 = 0.9973$
09/08/2013	$y = -0.001x^2 + 0.7163x - 22.334$	$R^2 = 0.9987$	$y = -0.0032x^2 + 1.0688x + 10.213$	$R^2 = 0.985$	$y = -0.003x^2 + 1.0554x + 9.9907$	$R^2 = 0.9932$	$y = -0.0018x^2 + 0.8007x + 10.656$	$R^2 = 0.9935$
23/08/2013			$y = 0.0076x^2 + 0.5487x + 8.9208$	$R^2 = 0.9974$	$y = -0.0263x^2 + 2.3665x + 44.861$	$R^2 = 0.9478$	$y = -0.0029x^2 + 0.8445x + 49.057$	$R^2 = 0.9882$
26/08/2013	$y = -0.002x^2 + 0.8469x + 5.3385$	$R^2 = 0.984$	$y = -0.0162x^2 + 1.961x + 37.334$	$R^2 = 0.8742$	$y = -0.0161x^2 + 1.889x + 42.554$	$R^2 = 0.9012$	$y = -0.0055x^2 + 1.1094x + 43.533$	$R^2 = 0.9851$
30/08/2013	$y = -0.0012x^2 + 0.7077x - 7.6589$	$R^2 = 0.9971$	$y = -0.0089x^2 + 1.5296x + 30.011$	$R^2 = 0.9173$	$y = -0.0153x^2 + 2.1422x + 24.515$	$R^2 = 0.9736$	$y = -0.0039x^2 + 1.073x + 22.063$	$R^2 = 0.9741$
02/09/2013	$y = -0.0013x^2 + 0.703x + 3.3811$	$R^2 = 0.9883$	$y = -0.0059x^2 + 1.1568x + 13.901$	$R^2 = 0.9822$	$y = -0.0096x^2 + 1.6298x + 28.374$	$R^2 = 0.9632$	$y = -0.0104x^2 + 1.6953x + 28.542$	$R^2 = 0.9308$

b

Date	L3		A7-10mF		A7-10mSF		A20mSF	
	Polynomiale		Polynomiale		Polynomiale		Polynomiale	
11/06/2013	$y = 0.0172x^2+0.4706x+23.305$	$R^2 = 0.999$	$y = 0.0046x^2 + 1.8771x + 2.5405$	$R^2 = 0.9996$	$y = 0.0015x^2 + 2.3223x - 3.49$	$R^2 = 0.9983$	$y = 0.0029x^2 + 1.998x - 3.4709$	$R^2 = 0.9974$
15/07/2013	$y = 0.0229x^2+0.1739x+4.4228$	$R^2 = 0.9978$	$y = 0.0035x^2 + 1.5383x - 23.873$	$R^2 = 0.9975$	$y = 0.0075x^2 + 0.6147x - 5.38$	$R^2 = 0.9983$	$y = -0.0008x^2 + 2.6056x - 20.45$	$R^2 = 0.9952$
19/07/2013	$y = 0.0287x^2-0.6781x+9.988$	$R^2 = 0.9994$	$y = 0.0122x^2 + 0.391x - 8.4011$	$R^2 = 0.9963$	$y = 0.0083x^2 + 0.7873x - 19.3$	$R^2 = 0.9979$	$y = 0.0091x^2 + 1.0551x + 1.7384$	$R^2 = 0.9996$
22/07/2013	$y = 0.0315x^2-1.0863x+18.51$	$R^2 = 0.9993$	$y = 0.0132x^2 + 0.202x - 0.9202$	$R^2 = 0.9997$	$y = 0.007x^2 + 0.8898x - 12.06$	$R^2 = 0.9936$	$y = 0.0134x^2 + 0.2321x - 12.601$	$R^2 = 0.9981$
26/07/2013	$y = 0.0191x^2+0.5812x+52.822$	$R^2 = 0.9988$	$y = 0.0151x^2 - 0.0088x + 8.9413$	$R^2 = 0.9997$	$y = 0.0099x^2 + 0.2678x + 11.3$	$R^2 = 0.9984$	$y = 0.0117x^2 + 0.676x + 11.776$	$R^2 = 0.9996$
29/07/2013	$y = 0.023x^2+0.2899x+74.091$	$R^2 = 0.9979$	$y = 0.0129x^2 + 0.0194x + 7.4187$	$R^2 = 0.9972$	$y = 0.0097x^2 + 0.5499x + 7.19$	$R^2 = 0.9973$	$y = 0.0111x^2 + 0.8652x - 3.2698$	$R^2 = 0.9987$
02/08/2013	$y = 0.0176x^2+0.74x+64.891$	$R^2 = 0.9971$	$y = 0.0079x^2 + 0.8075x - 7.299$	$R^2 = 0.9956$	$y = 0.0159x^2 - 0.0558x + 6.99$	$R^2 = 0.9993$	$y = 0.0113x^2 + 0.7855x + 5.1618$	$R^2 = 0.9995$
05/08/2013	$y = 0.0205x^2+0.5635x+60.794$	$R^2 = 0.9984$	$y = 0.0089x^2 + 0.7575x - 17.203$	$R^2 = 0.9957$	$y = 0.0082x^2 + 0.6592x - 2.10$	$R^2 = 0.9987$	$y = 0.0135x^2 + 0.6727x - 6.7754$	$R^2 = 0.9998$
09/08/2013	$y = 0.0204x^2+0.3871x+48.7$	$R^2 = 0.998$	$y = 0.0111x^2 + 0.2762x - 0.3733$	$R^2 = 0.9937$	$y = 0.0102x^2 + 0.3591x - 1.61$	$R^2 = 0.998$	$y = 0.0164x^2 + 0.2186x + 1.0345$	$R^2 = 1$
23/08/2013			$y = -0.0099x^2 + 2.6615x - 121.92$	$R^2 = 0.9991$	$y = 0.016x^2 - 1.4745x + 35.02$	$R^2 = 0.9979$	$y = 0.0148x^2 - 0.5898x - 4.7999$	$R^2 = 0.9953$
26/08/2013	$y = 0.0239x^2-0.4712x+18.565$	$R^2 = 0.9997$	$y = 0.0142x^2 - 0.9437x + 14.094$	$R^2 = 0.9887$	$y = 0.0206x^2 - 1.7557x + 36.2$	$R^2 = 0.9956$	$y = 0.0249x^2 - 1.9333x + 38.621$	$R^2 = 0.9992$
30/08/2013	$y = 0.0249x^2-0.0725x+32.964$	$R^2 = 0.9969$	$y = 0.017x^2 - 0.9565x + 14.918$	$R^2 = 0.9876$	$y = 0.0169x^2 - 1.0734x + 19.2$	$R^2 = 0.9817$	$y = 0.0188x^2 - 0.6254x + 9.2313$	$R^2 = 0.9941$
02/09/2013	$y = 0.0259x^2-0.2647x+19.972$	$R^2 = 0.9996$	$y = 0.0175x^2 - 1.0927x + 15.339$	$R^2 = 0.9984$	$y = 0.0167x^2 - 0.9089x + 13.4$	$R^2 = 0.9992$	$y = 0.0206x^2 - 1.3534x + 23.604$	$R^2 = 0.992$

Tableau VI.2 : Equations du second degré et coefficients de détermination (R^2) associés pour les profils de RUmes de type : **a-** « Profondeur = f(RU) » et **b-** « RU = f(profondeur) » du 11/06/2013 au 02/09/2013 dans les parcelles (L3 et A7). Les coefficients R^2 restent supérieurs à 0,9.

Pour valider ces équations et faciliter un modèle de calcul de RU en fonction de la profondeur, les équations du second degré ont été appliquées aux profils de RUmes après inversion des axes profondeur/RU (Figure VI.14). L'objectif de cette transposition est de rechercher les nouvelles variables A', B' et C' des équations du second dégrée dans cette "configuration" :

$$RU = A'(profondeur)^2 + B'(profondeur) + C' \qquad \text{Eq.VI.11}$$

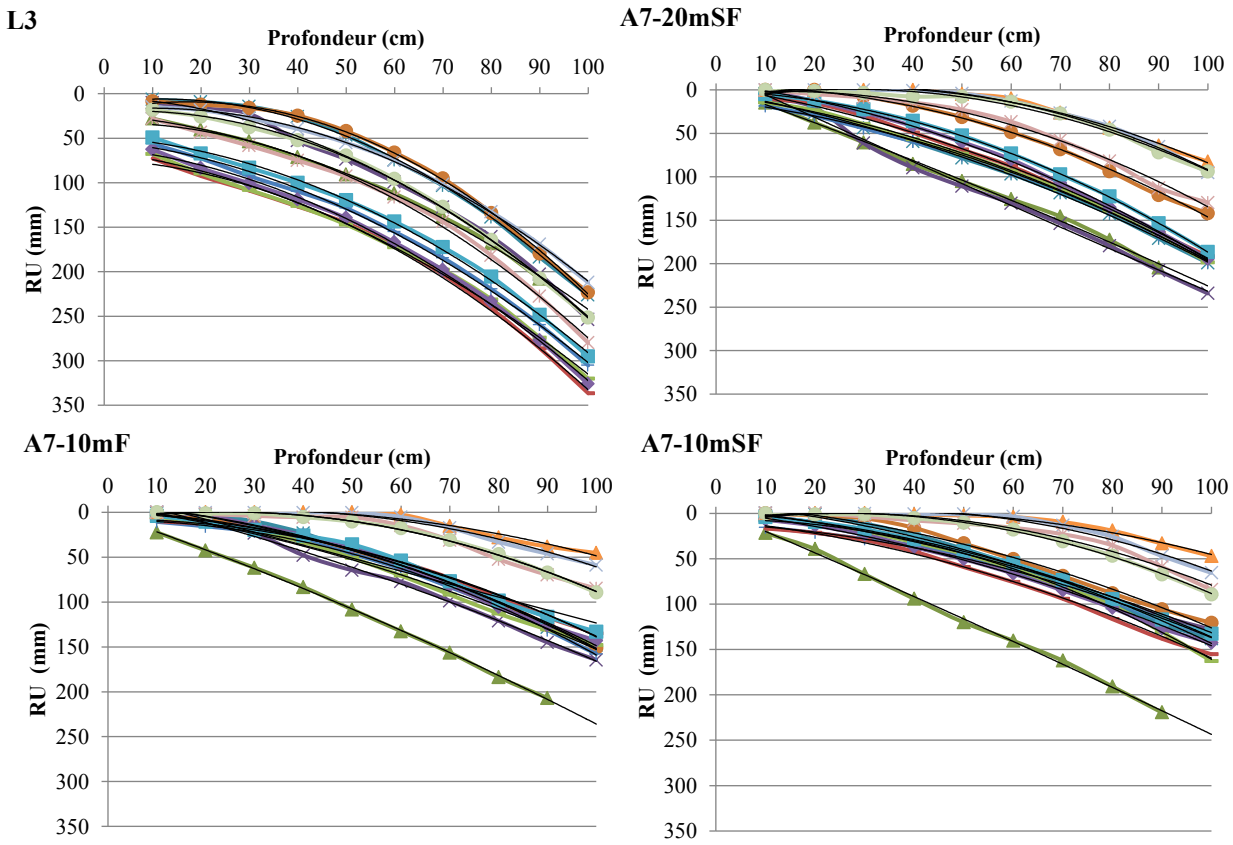


Figure VI.14 : Ensemble des profils de RUmes et de RUcalc « RU= f(profondeur) » après transposition pour la parcelle L3, et A7 entre le 11/06/2013 au 02/09/2013. RUcalc par des équations polynomiales du second dégré.

La superposition entre les deux séries de profils RUmes et RUcalc est satisfaisante. Les coefficients de détermination R^2 sont supérieurs ou égaux à 0,99 (Tableau VI.2**b**).

Les équations du second dégré permettent de calculer les profils de RU en fonction de la profondeur. L'objectif est la modélisation de ces profils à partir de l'intégration d'un paramètre facilement mesurable de la surface.

B- Choix du ou des paramètres de surface

Dans cet objectif de choix, les tentatives de corrélation entre les variables A', B' et C'et les paramètres de surfaces ont été testés sur les paramètres suivant :

- teneur en eau « W »,
- coefficient de culture « Kc »,
- niveau piézométrique, précipitation « RR »,

- évapotranspiration « ETP ou ETM »,
- température « T°C »,
- réserve utile via donnée météorologique « RU_{ETP} ou RU_{ETM} »,
- différence entre précipitation et évapotranspiration « RR-ETP ou RR-ETM.

Après ces différentes tentatives il s'est avéré que l'utilisation de la teneur en eau semble le plus cohérent. Les modélisations ont été effectuées pour les teneurs en eau mesurées à 10 cm (W_{10}) et 20 cm (W_{20}) de profondeur, donc les plus faciles à obtenir à partir de la surface. Ces teneurs en eau de "surface" sont directement liées à l'avancée du front de dessiccation, aux formes des profils de W et à la profondeur de la zone non saturée. La première étape consiste à rechercher les relations éventuelles entre les paramètres A', B', C' et W_{10} et éventuellement les relations entre les différents paramètres A', B' et C' (Figure VI.15).

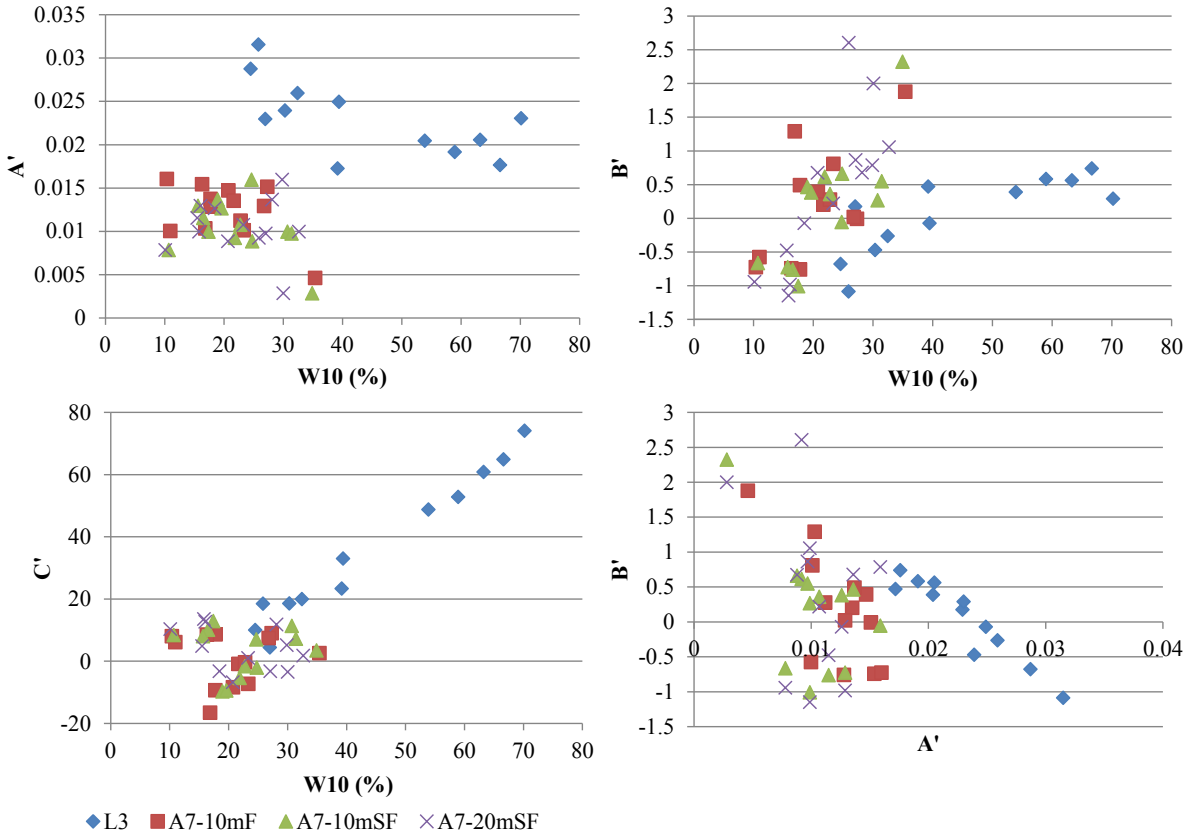


Figure VI.15 : Corrélation des variables A', B' et C' avec un paramètre de surface « teneur en eau à 10 cm de profondeur » (W_{10}) dans les parcelles en prairie (L3) et parcelle cultivée (A7).

C- Résultat des modélisations de RU = f(profondeur)

Les équations finales de modélisation après intégration de W_{10} sont les suivantes :

$$RU = A' prof^2 + B' prof + C' \qquad \text{Eq.VI.12}$$

Après prise en compte des relations variable-W_{10}, elles deviennent:

$$RU = (ax+b)\, prof^2 + (ax+b)' \, prof + (ax+b)'' \qquad \text{Eq.VI.13}$$

avec (ax+b) l'équation linéaire permettant de calculer la valeur des variables A, B et C via les relations A', B' et C' – W_{10}.

Les corrélations correctes obtenues entre les variables A', B',C' et W_{10} ont été utilisées pour la modélisation des profils de RUres: A'=f(B'), C' = f(W10)

Les trois paramètres A', B' et C' affectent les courbes de RU calculées de manière différentes. Les paramètres A' et B' gouverne en partie la concavité des profils mais plus en profondeur pour A' et tout le long du profil pour B'. En fait ils permettent de contrôler la forme curviligne des profils due à l'approfondissement du front de dessiccation. Le paramètre C' agit comme une translation de l'ensemble des profils, il correspond typiquement à une recharge d'ensemble du profil par l'épisode pluvieux (Figure VI.16).

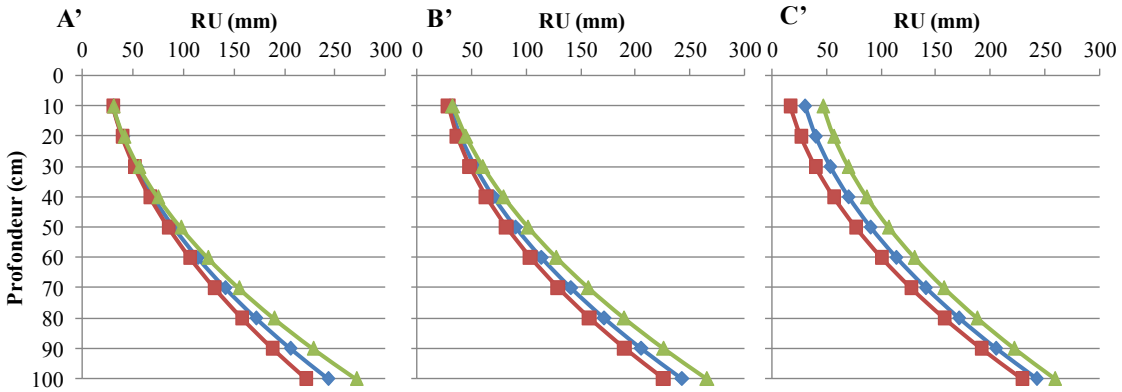


Figure VI.16 : Effet des paramètres A', B' et C' sur la forme des profils de RU modélisés.

a- Validation des modélisations des profils de RUmod pour la prairie (2013)

Après calcul des profils de RU modélisés « RUmod » en intégrant W_{10}, la superposition des deux séries de profils de RUmes=RUres et RUmod est réaliste (Figure VI.17).

La modélisation traduit convenablement les variations *in situ.* L'effet de la première dessiccation (1) est bien représenté par la translation des profils vers l'origine. Les profils de RUmod et RUres se superposent bien pour les fortes teneurs en eau. Il ne subsiste que quelques légers décalages pour les profils les plus secs (22/07/2013). Néanmoins les courbures des profils de RUres sont bien respectées. L'épisode de pluie (2) et la recharge en eau est encore bien représenté par translation des profils vers les fortes valeurs de RU. Les profils de RUmes et RUmod du 26/08 et 02/07/2013 (à fort potentiels) sont parfaitement superposés. Le deuxième épisode de dessiccation (3) montre bien la diminution de la valeur de RU du sol en conservant les courbures des profils de RUres. Les profils de RUmod et RUres sont parfaitement superposés pour les 29/07 et 09/08/2013. Ils sont encore légèrement décalés pour la période la plus sèche (26/08 et 02/09/2013).

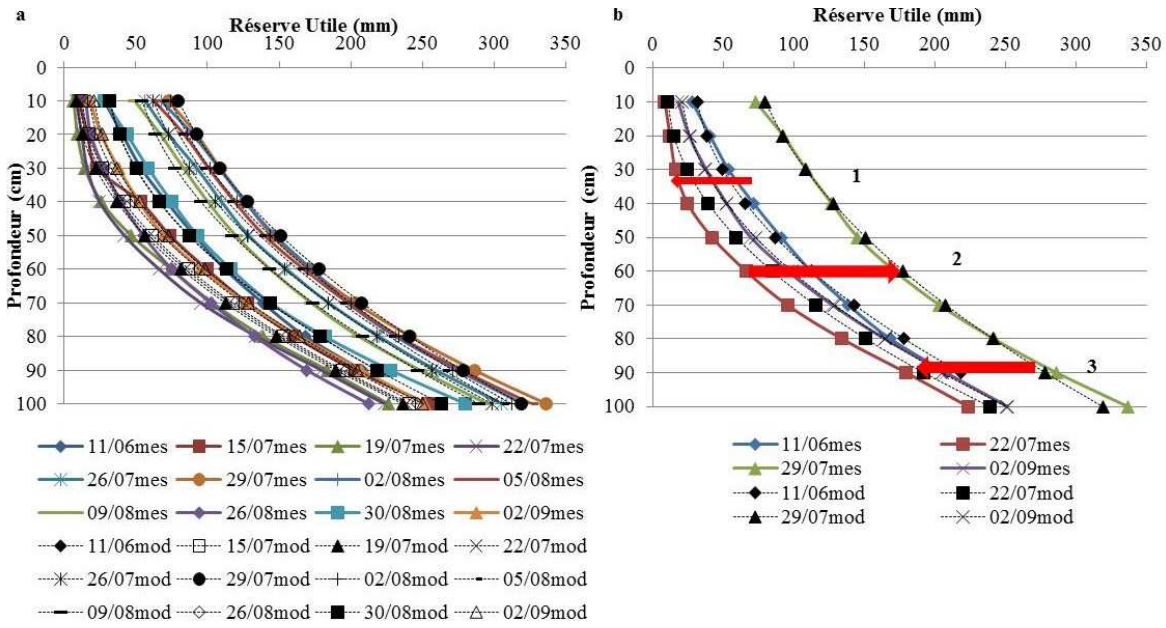


Figure VI.17 : Représentation des profils de RUmes et RUmod correspondants du 11/06/2013 au 02/09/2013 dans la parcelle en prairie L3. a - représentation à toute les dates, b- représentation des trois cycles météorologique avec les quatre dates de séparations (11/06, 22/07, 29/07 et 02/09/2013).

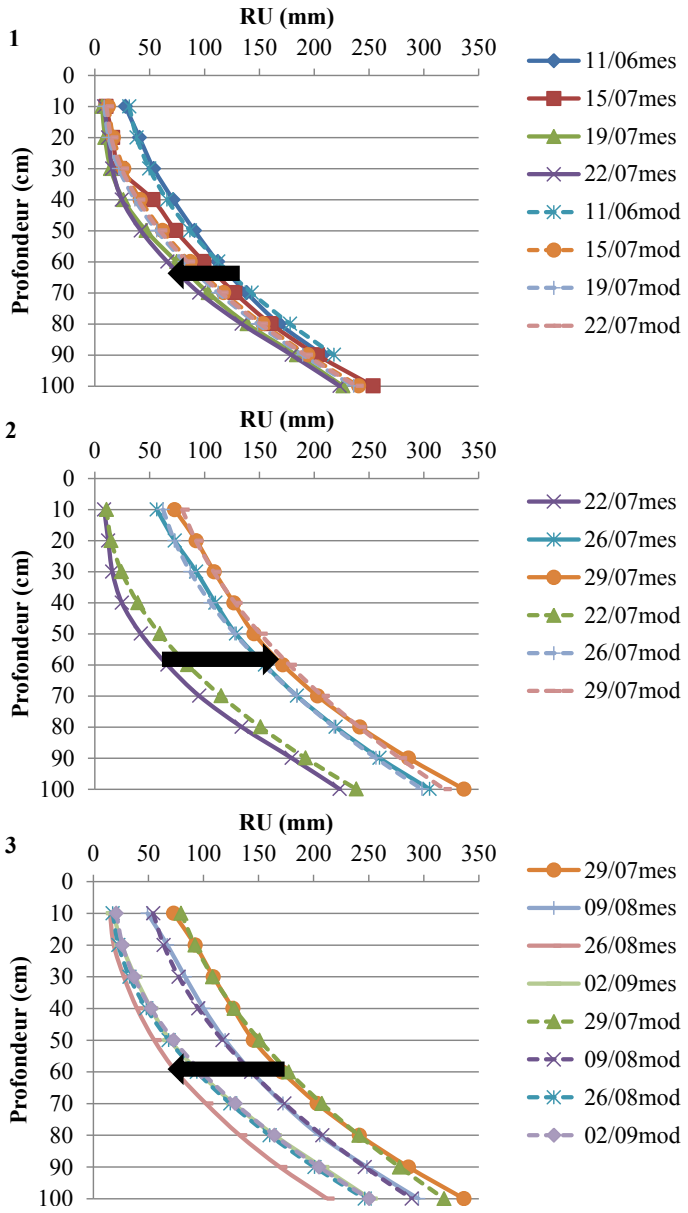


Figure VI.18 : Représentation des profils de RUmes et RUmod correspondants pour les trois épisodes météorologiques (1) - du 11/06/2013 au 22/07/2013 première dessiccation, (2) - du 22/07/2013 au 29/07/2013 période de pluie et (3) - du 29/07/2013 au 02/09/2013 dessiccation finale. mod = profil RU modélisé, mes = profil RU mesuré = profil RU residuelle (RUres).

Les profils de RU ainsi modélisés à partir des teneurs en eau à 10 cm (W_{10}) apparaissent donc réalistes par rapport aux profils de RUres calculés à partir des profils de W mesurées *in situ*. Les profils modélisés suivent convenablement les impacts à la fois de l'ETP via la surface et les éventuelles remontées capillaires via la profondeur. Néanmoins quelques différences subsistent pour les profils les plus secs les courbures des profils sont respectés. Pour l'ensemble des RU modélisées, la relation RUmod / RUmes (ou RUres) est très satisfaisante (Figure VI.19). Les valeurs s'alignent sur une droite de régression de pente 1, 02 avec un coefficient R^2 de 0,99. En moyenne la modélisation surestime la RU de 2%.

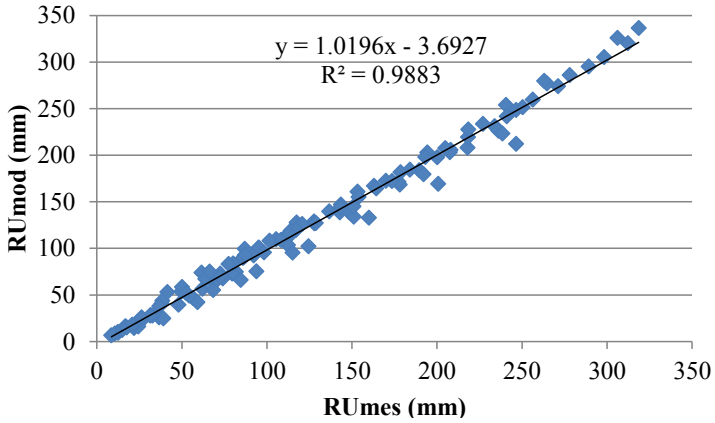


Figure VI.19 : Relation entre les RUmes et RUmod obtenues pour la parcelle en prairie L3 du 11/06/2013 au 02/09/2013.

b- Validation des modélisations des profils de RUmod pour la parcelle en culture A7 (2013)

A partir du même calcul les profils de réserve utile « RUmod » modélisés pour la parcelle A7 sont cohérents avec les variations des profils de RUres et avec les variations météorologiques. Les trois phases successives de première dessiccation, hydratation et deuxième dessiccation sont bien représentées. Les profils de RUmod sont réalistes. Néanmoins quelques différences apparaissent entre les deux séries de profils RUres et RUmod.

Pour faciliter la discussion, celle-ci est basée sur l'observation des profils pour chaque épisode. (Figures VI.20).

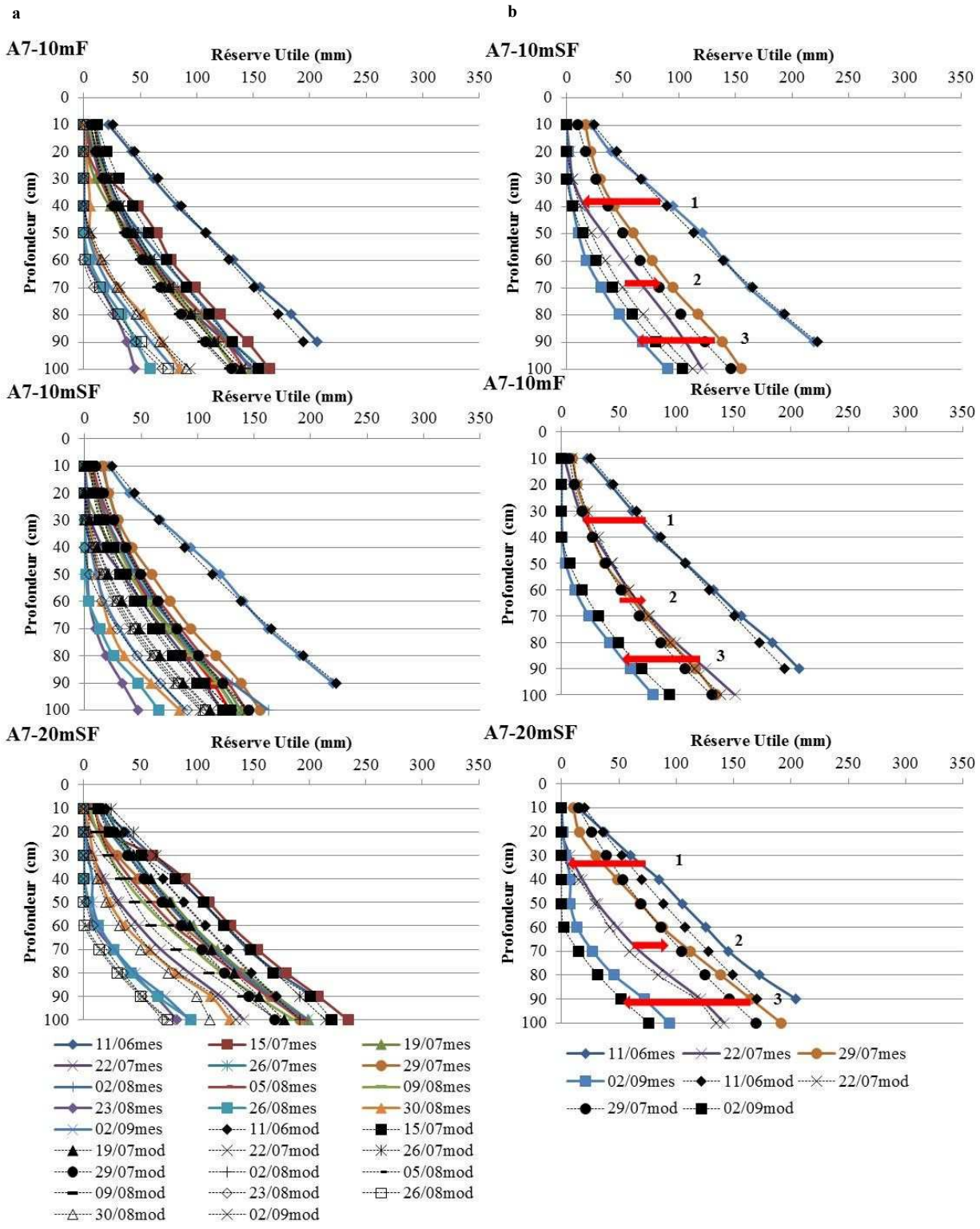


Figure VI.20 : Représentation des profils de RUmes et RUmod correspondants entre le 11/06/2013 et le 02/09/2013 dans la parcelle cultivée en maïs (A7-10mF, A7-10mSF, A7-20mSF). a- représentation à toutes les dates, b- représentation des trois épisodes météorologiques avec les quatre dates de séparations (11/06, 22/07, 29/07 et 02/09/2013).

En A7-10mF, des différences entre les profils modélisés et les profils calculés apparaissent pour les 11/06 mais importantes le 15/07/2013. Les différences restent autrement

très faibles pour les autres dates. Dans la parcelle A7-10mSF, les différences restent faibles toute la saison, la modélisation est réaliste. Dans la parcelle A7-20mSF, le décalage entre les deux séries de profils est plus important sur l'ensemble des trois périodes.

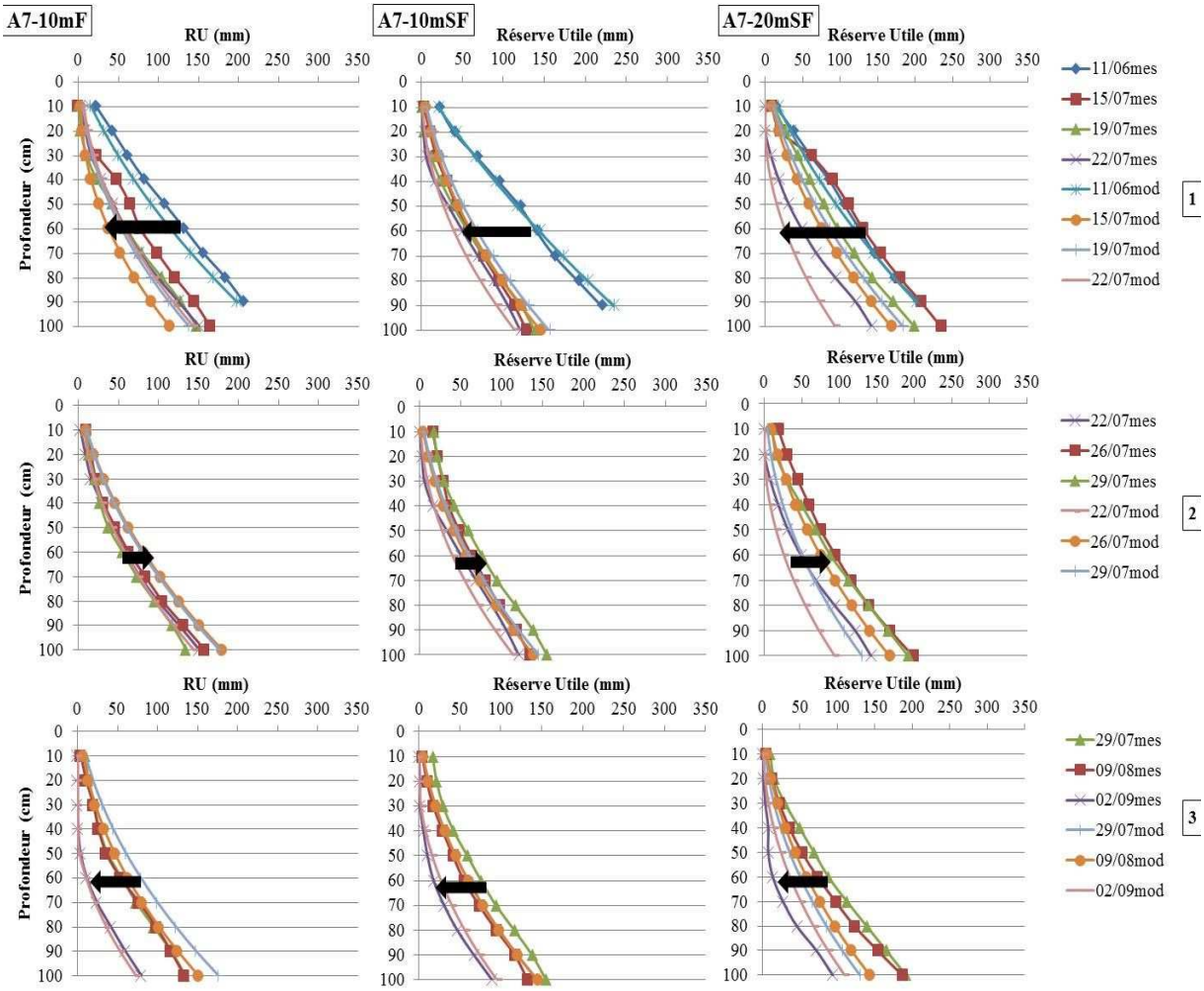


Figure VI.21: Représentation des superpositions entre RUmes et RUmod correspondants suivant les trois épisodes météorologiques dans la parcelle cultivée en maïs (A7-10mF, A7-10mSF, A7-20mSF) : (1) - du 11/06/2013 au 22/07/2013, (2) - du 22/07/2013 au 29/07/2013 et (3) - du 29/07/2013 au 02/09/2013.

Pour chaque placette A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF les relations RUmod / RUmes (ou RUres) peuvent être représentées par une régression linéaire (Figure VI.22) :

- en A7-10mF le coefficient directeur de la droite est 0,89 pour un R^2 de 0.84
- en A7-10mSF le coefficient directeur est de 0,97 avec un R^2 de 0.94
- en A7-20mSF le coefficient directeur est de seulement 0,77 avec un R^2 de 0,91.

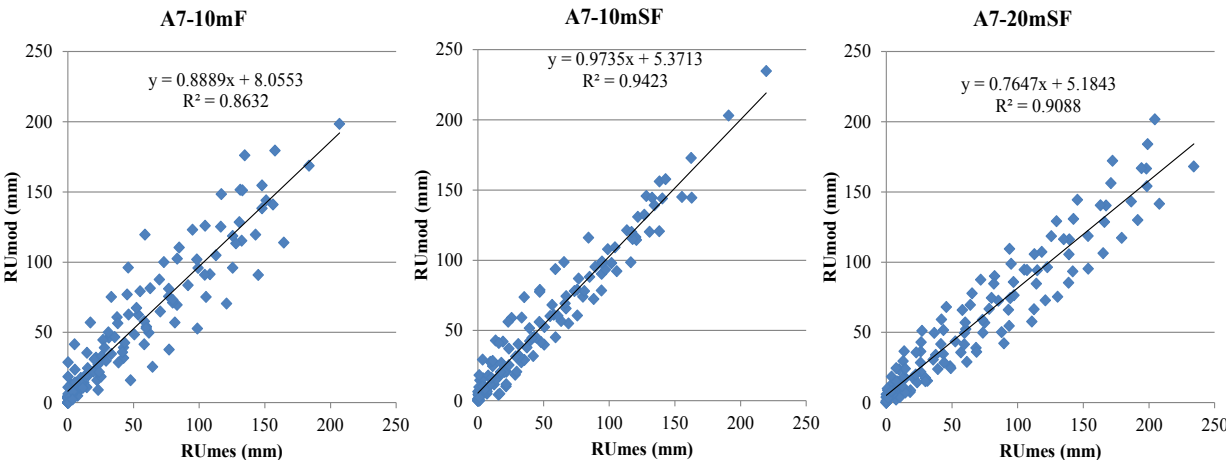


Figure VI.22 : Relation entre RUmes et RUmod dans la parcelle cultivée en maïs sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 11/06/2013 au 02/09/2013.

En conclusion la modélisation calée sur les teneurs en eau à 10cm (W_{10}) reste réaliste dans le cadre de la campagne de 2013. Elle est parfaitement calée en prairie non drainée L3 et légèrement décalée en fonction du drainage pour les profils les plus sec. Les coefficients de corrélation entre RUmes et RUmod sont de 0,99 en prairie et compris entre 0,86 et 0,94 en A7 drainée.

Le chapitre suivant présente l'application du modèle sur les saisons 2011 pour L3 et 2015 sur A7.

c- *Validation des modélisations des profils de RUmod pour les années 2011 en prairie (L3) et 2015 en parcelle drainée (A7)*

La modélisation des profils de RUmod a été vérifiée pour la prairie L3 à partir des données de 2011 et pour la parcelle A7 à partir des données de 2015. Les modélisations des profils de RUmod ont, de la même manière, été calculées à partir de la teneur en eau mesurée à 10 cm (W_{10}). Les profils de RU = f(profondeur) ont été calculés en utilisant les équations obtenues pour 2013 en L3 et A7 et leurs variables A', B' et C'.

Les vérifications comprennent 3 étapes (Figure VI.23, VI.24 et VI.25) :

- 1- le calcul des profils de RUmod pour les deux profils de W extrêmes de chaque campagne (période mouillée et période sèche). Le calcul est alors effectué par simple application des équations de 2013.

-2- une comparaison et un calage des deux profils modélisés sur les profils calculés. Le calage se fait par ajustage des paramètres A', B' et/ou C'.

- 3- un essai de détermination des équations nécessaires au calage éventuel des paramètres A', B' et C' en fonction des évolutions de W_{10} et des profils "mesurés" aux différentes dates.

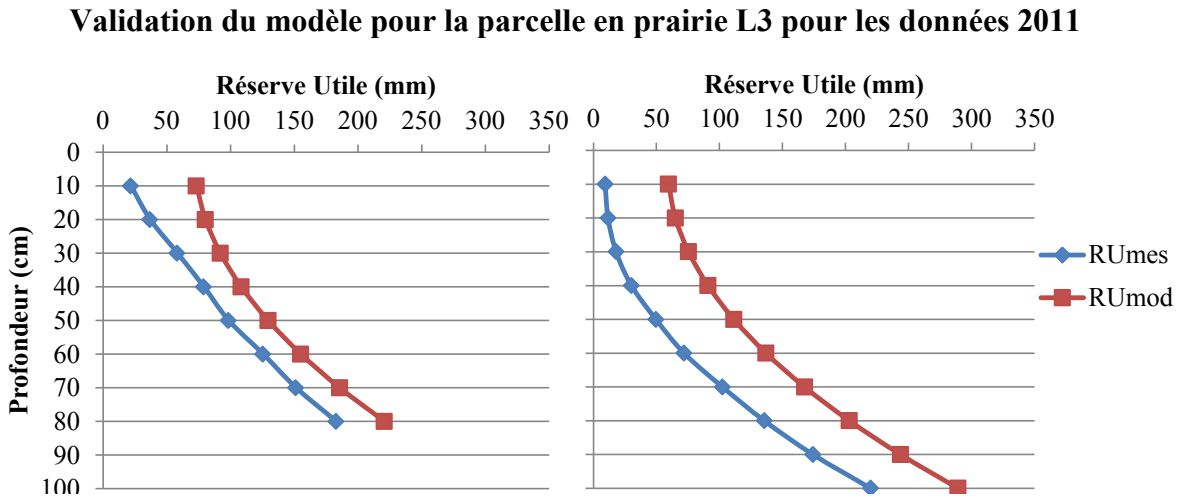


Figure VI.23 : Profils de RUmes et RUmod correspondants (à partir de la modélisation 2013) sur les deux dates extrême le 07/04/2011 et 30/06/2011 sur le site L3.

Dans la prairie, le profil de RUmod à partir des équations de 2013 sous-estime le profil de RUmes en 2011 (Figure VI.23). En fait les deux profils modélisés sont simplement translatés par rapport aux profils 2011 mesurés. La correction peut alors être basée sur la modification de la variable C seulement (Figure VI.24). L'équation du modèle de 2013 évolue de :

$$RUmod\ (2013) = A(prof)^2+B(prof)+C \text{ vers } RUmod = A(prof)^2+B(prof)+C' \quad \text{Eq.VI.14}$$

avec calage de C'.

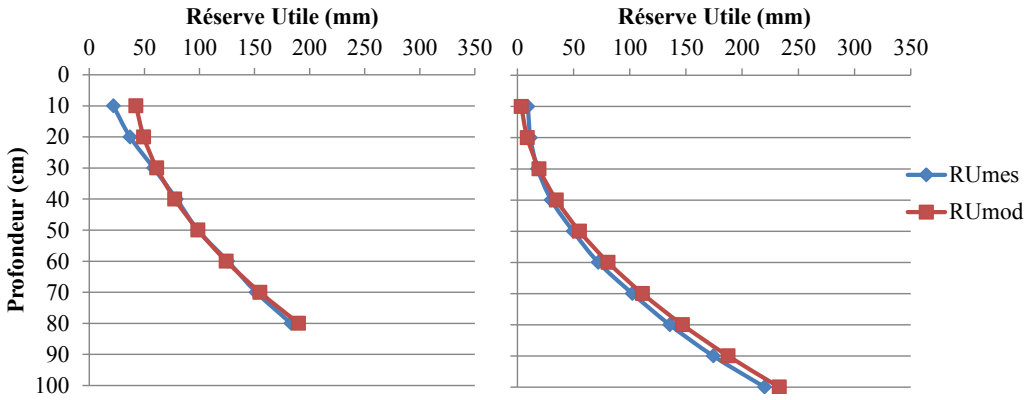


Figure VI.24 : Superposition des profils de RUmes et RUmod corrigés par ajustement de la variable C' sur les deux dates extrêmes du 07/04/2011 et 30/06/2011 sur le site L3.

Les profils de RUmes et RUmod corrigés par ajustement de C' se superposent correctement. Les profils de RUmod via le modèle déterminé en 2013 peuvent donc être facilement ajustés sur les profils mesurés en 2011 par simple ajustement de C' en prairie non drainée. En fait en considérant la droite obtenue entre les deux couples C', W_{10} des deux dates précédentes on obtient l'équation de variation de C' en fonction de W_{10} (Figure VI.25):

$$C' = 4.27(W_{10}) - 110 \quad \text{Eq.VI.15}$$

Les ajustements sur les autres profils réels des 07/04/2011 et 30/06/2011 sont effectués avec une variable C' respectivement calée à partir de cette équation. La quasi superposition entre les profils Rumes et RUmod est satisfaisante et réaliste (Figure VI.25).

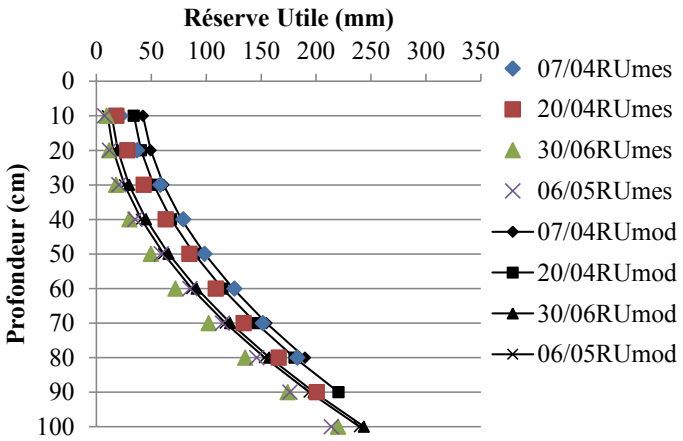


Figure VI.25 : Superposition des profils de RUmes et RUmod après correction de la variable C' pour les dates 07/04, 20/04, 06/05 et 30/06/2011 sur la parcelle en prairie L3.

Validation du modèle pour la parcelle cultivée A7-10m pour les données 2015

Les calculs sont calés sur les profils de teneurs en eau mesurés et RUres calculés entre le 12/02 et 04/07/2015 sur la parcelle A7 plantée en blé plus féverole (Figure VI.26).

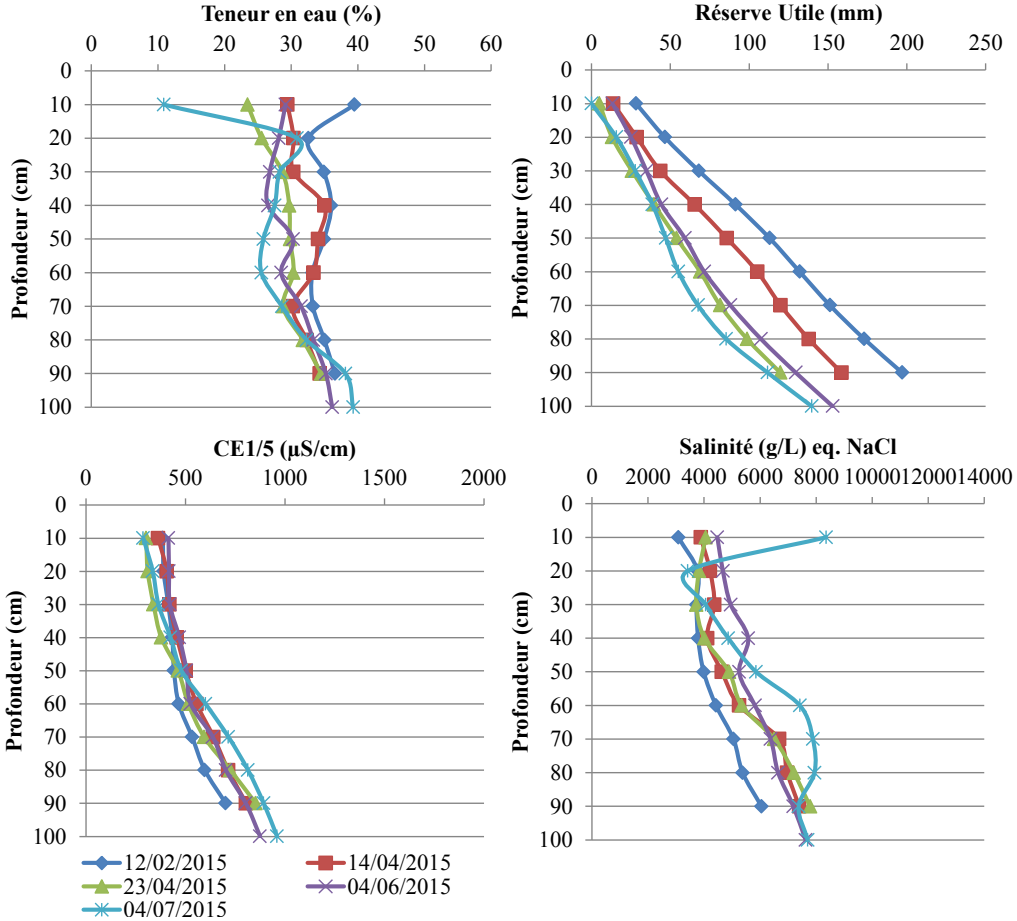


Figure VI.26 : Evolution des profils de W, RUres, $CE_{1/5}$ et salinité mesurées en A7-10m en 2015.

Sur les deux placettes A7-10m et A7-20m les évolutions sont similaires avec les mêmes ordres de grandeur, sauf pour les profils du 04/07/2015. La dessiccation de surface est nettement plus marquée en A7-20m malgré un effet de drainage qui devrait être moindre. Les vérifications du modèle ont été faites sur les deux placettes suivant le même principe qu'en L3:

- (1) calcul des profils de RU pour les deux profils de W extrêmes par simple application des équations de 2013.

- (2) comparaison et calage des deux profils modélisés sur les profils calculés par ajustage des paramètres A', B' et/ou C'.

- (3) essais de déterminer une relation dans les évolutions de A', B' et C' en fonction des évolutions de W_{10}.

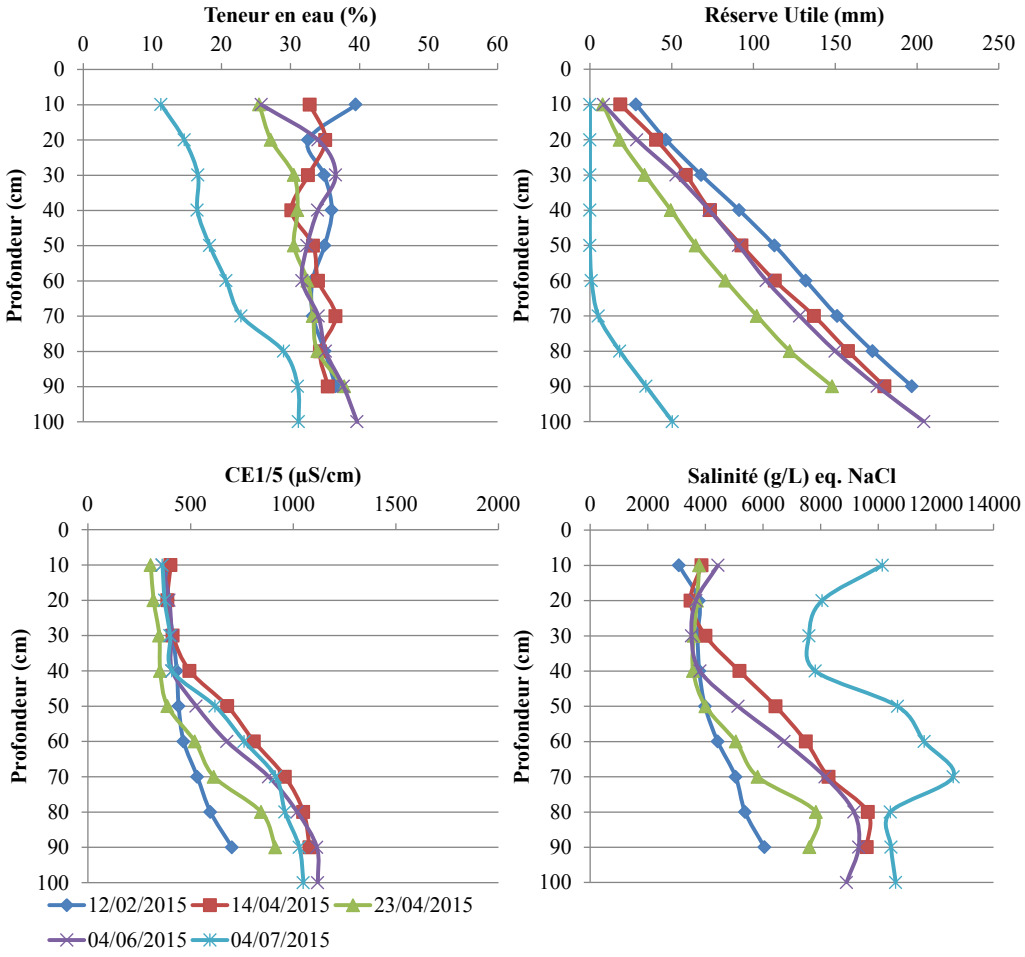


Figure VI.27 : Evolution des profils de W, RUres, $CE_{1/5}$ et salinité mesurées en A7-20m en 2015.

Les profils de pression de succions mesurés à 30, 60 et 90 cm sur A7-10m et A7-20m sont cohérents avec les profils de W (Figure VI.28) :

- faibles variations de pression en A7-10m. Les pressions augmentent lentement (maximum - 200 mbar) aux trois profondeurs sans atteindre le désamorçage des bougies.

- fortes augmentation des pressions de succion A7-20m jusqu'à 450 - 500 mbar et désamorçage des bougies.

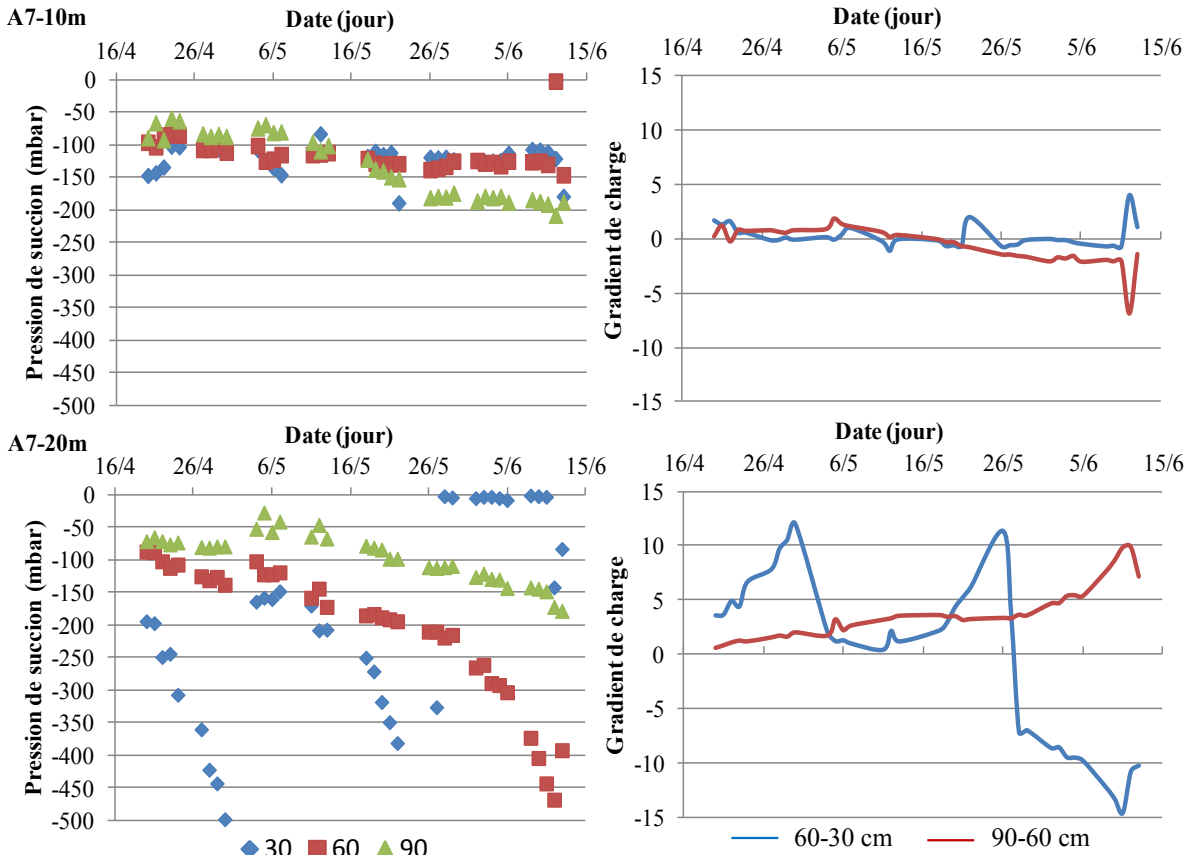


Figure VI.28 : Suivi tensiométriques (pression de succion et gradient de charge) sur les parcelles cultivées A7-10m et A7-20m du 20/04/2015 au 12/06/2015.

La validation du modèle calé en 2013 est tentée sur les profils A7 en 2015. En A7-10m le modèle sous-estime les profils de RUmes (Figure VI.29). Le décalage est plus important pour les fortes teneurs en eau de début de saison. Le profil modélisé est pratiquement superposé au profil mesuré en 2015 pour la période la plus sèche.

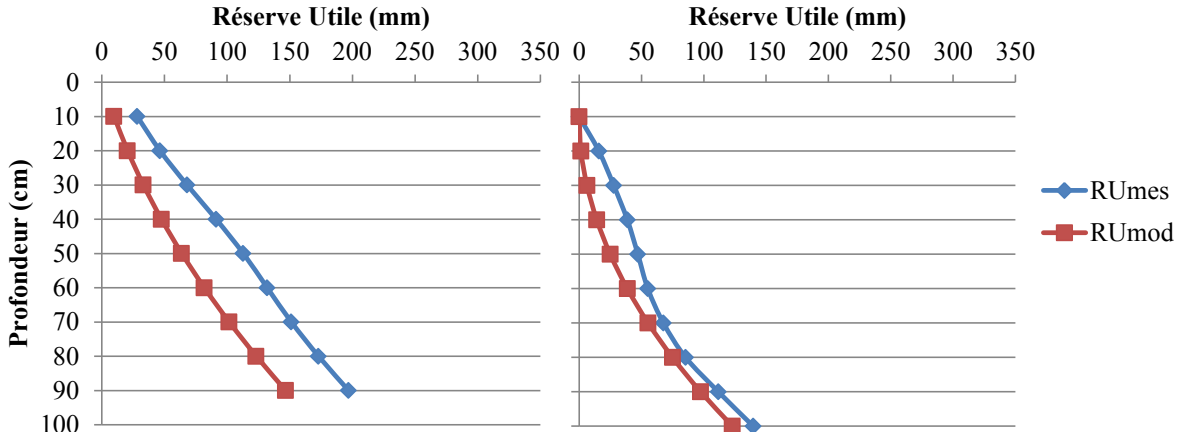


Figure VI.29 : Profils de RUmes et RUmod sur deux dates extrême le 12/02 et 04/07/2015en A7-10m.

Le décalage entre les profils mesurés et modélisés ne correspond pas à une simple translation. Dans ses conditions la correction a été effectuée sur les variables A' et B'. L'équation du modèle 2013 évolue de :

$$RUmod\ (2013) = A'(prof)^2+B'(prof)+C' \text{ vers } RUmod = A''(prof)^2+B''(prof)+C \qquad \text{Eq.VI.16}$$

avec calage de A" et B".

Comme B' est fonction de A', la correction a été faite à partir de la variable A'. Après correction les profils de RUmod se superposent convenablement sur les profils de RUmes (Figure VI.30). Malheureusement la variable A" est influencée par les évolutions des W_{10}. La question est encore de trouver une relation entre correction de A" et évolution de W_{10} pour l'année 2015. En suivant la même technique que précédemment on obtient :

$$A' = -0.0004(W_{10}) + 0.017 \qquad \text{Eq.VI.17}$$

La correction sur A" permet d'ajuster les profils de RUmod sur les profils de RUmes (Figure VI.30).

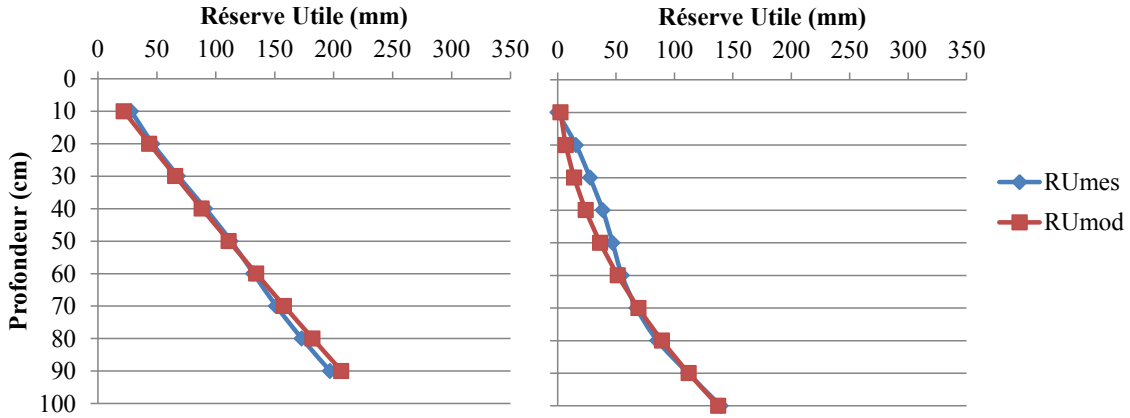


Figure VI.30 : Superposition des profils de RUmes et RUmod correspondants après ajustement de la variable A" aux deux dates extrêmes le 12/02 et 04/07/2015 en A7-10m.

Les modélisations des profils aux dates intermédiaires est alors correcte (Figure VI.31).

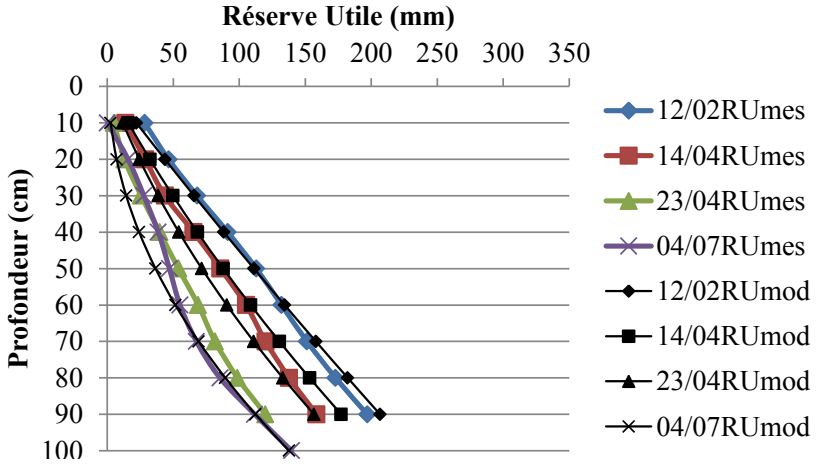


Figure VI.31 : Superposition des profils de RUmes et RUmod après correction de la variable A" pour les dates 12/02, 14/04, 23/04 et 04/07/2015 sur la parcelle cultivée A7-10m.

Validation du modèle pour la parcelle cultivée A7-20m pour les données 2015

La technique est identique pour A7-20m. Le décalage entre profil modélisé et profil mesuré est similaire à A7-10m pour le premier profil de fortes W_{10} : sous-estimation de la RU par le modèle (Figure VI.32). A l'inverse pour le profil très sec, l'approfondissement du front de dessiccation provoque le placage des RU sur l'axe vertical zéro jusqu'à 70 cm de profondeur.

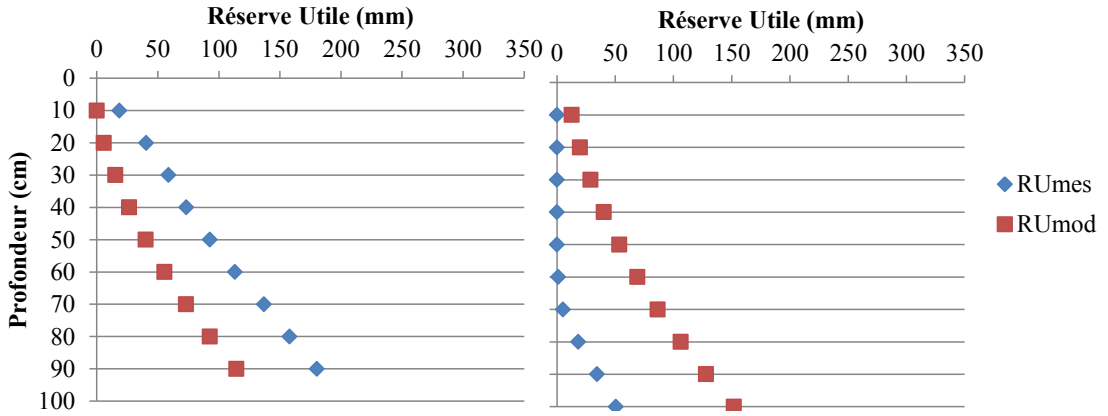


Figure VI.32 : Profils de RUmes et RUmod correspondants sur les deux dates extrêmes du 12/02 et 04/07/2015 sur le site A7-20m en 2015.

En conséquence le profil de RU modélisé surestime la RU (Figure VI.32). Les écarts entre profils calculés et profils modélisés ne s'apparentent pas à une simple translation. Les corrections sont effectuées sur les variables A' et B'. Les corrections ont été effectuées sur la variable B', et par relation sur A'. Elle permet d'obtenir une bonne superposition entre profils mesurés et profils modélisés (Figure VI.33).

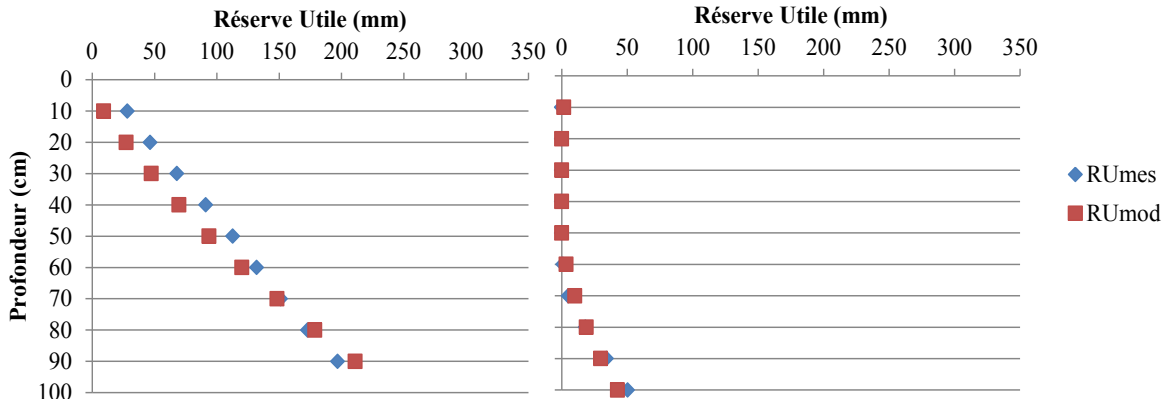


Figure VI.33 : Superposition des profils de RUmes et RUmod corrigés par ajustement de A' sur deux dates extrêmes le 12/02 et 04/07/2015 en A7-20m.

L'évolution de B' en fonction de W_{10} est calculée en suivant la technique de linéarité entre les deux W_{10} extrêmes:

$$B' = 0.028(W_{10}) + 0.38 \qquad \text{Eq.VI.18}$$

Les profils successifs coïncident correctement avec les profils mesurés (Figure VI.34).

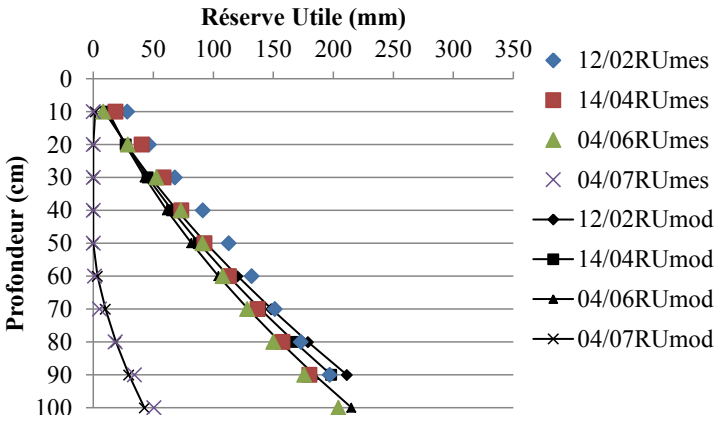


Figure VI.34 : Superposition des profils de RUmes et RUmod après correction de la variable B' pour les dates 12/02, 14/04, 04/06 et 04/07/2015 sur la parcelle cultivée A7-20m.

Après ajustement de B' les profils modélisés sont parfaitement superposés aux profils mesurés.

Ainsi, la modélisation fonctionne et a été validée sur les années 2011 pour la prairie (L3) et en 2015 pour les parcelles cultivées (A7-10m et A7-20m). Il faut tenir compte de la saison pour la parcelle cultivée ainsi que l'espacement des drains. Quels que soient les sites étudiés, l'effet climatique gouverne les profils hydriques ainsi que les trois variables A, B et C. Donc, les trois variables sont tous gouvernées par la teneur en eau du sol.

VI.5. Discussion - Conclusion partielle

Le fonctionnement et l'occupation des territoires jouent un rôle très important sur le stock d'eau dans le sol. En plus de ces paramètres, l'effet climatique conditionne le cycle dessiccation/humectation qui influe sur la structure du sol. En surface, le sol est très sensible aux évolutions climatiques qui sont associées au démarrage du développement et la croissance des végétaux. L'eau qui se trouve à la surface risque facilement de s'évaporer sous l'effet du rayonnement solaire en plus de la transpiration végétal. De ce fait, le phénomène de la remontée capillaire se déclenche pour re-saturer les couches superficielles. La lixiviation de surface fait varier les profils de $CE_{1/5}$ et de la salinité correspondante de la surface vers la profondeur. Dans ces territoires, la valeur de la salinité est toujours supérieur à la valeur des eaux potables (<2000 mg/L).

Le profil de la réserve utile ne peut pas être considéré comme une simple droite issue d'une valeur de surface. Ces profils de RU évoluent de la surface vers la profondeur suivant des profils de teneur en eau. Ils résultent de l'impact sub-surface-atmosphère face aux cycles saisonnier et de la consommation en eau des plantes. Le profil est également gouverné par la profondeur d'enracinement aux différents stades de développement des végétaux. La profondeur d'enracinement évolue de la prairie (L3), où l'enracinement n'atteint pas les 30 cm de profondeur, aux cultures céréaliers (S2, S3, S4, A7), où elle peut atteindre plus d'1 m de profondeur.

Le présent travail a permis la construction de profils de RU résiduelle dans le sol directement à partir des profils de teneur en eau. Ces profils de RUres permettent de visualiser la

progression du stress hydriques à partir de la surface (Figure VI.35). Il permet également d'envisager la profondeur d'enracinement nécessaire à la croissance de la plante par rapport au stock d'eau encore disponible en profondeur mais également par rapport à sa salinité.

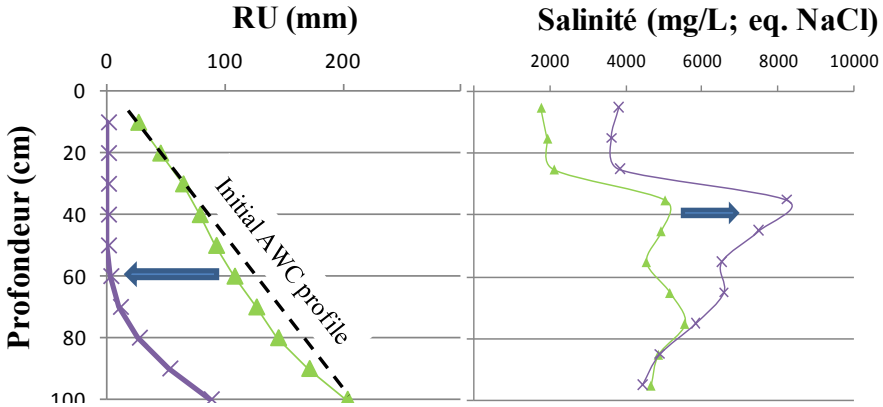


Figure VI.35 : Evolution des profils de RUres calculés à partir des profils de W. La mesure simultanée des profils de teneurs en eau et de $CE_{1/5}$ permettent d'associer évolution de profils de RUres et profils de salinité. Courbe verte=période humide, courbe violet=période sèche.

La modélisation des profils peut être utilisée comme un outil prédictif même si elle nécessite des calages successifs par rapports aux profils de teneur en eau (Figure VI.36).

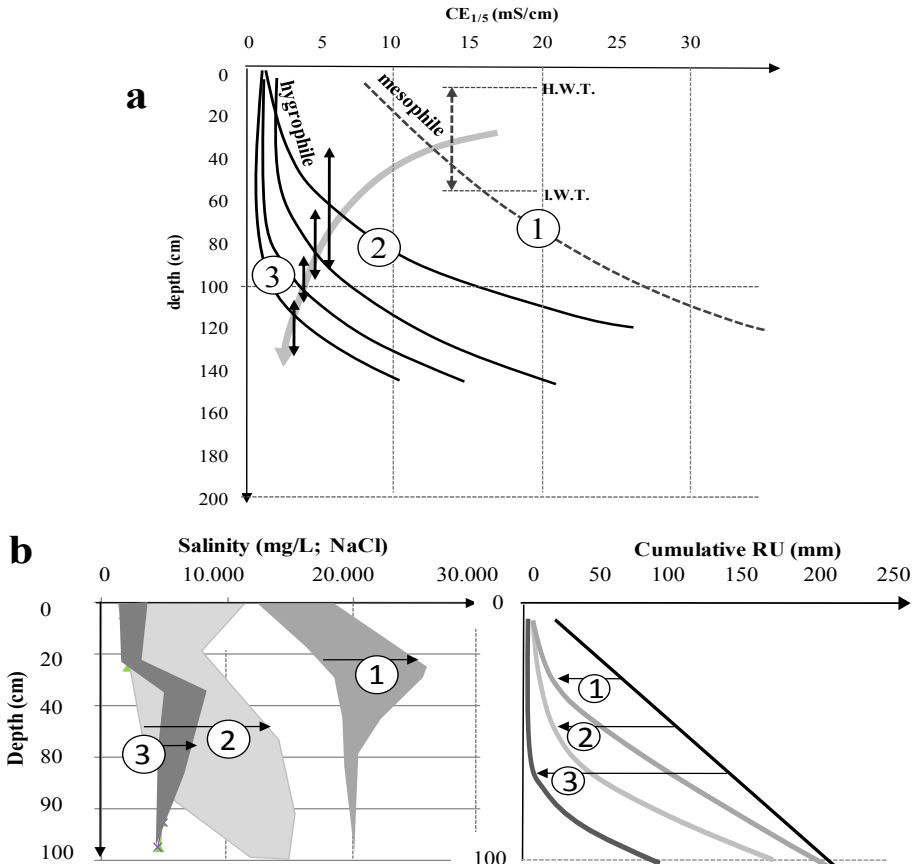


Figure VI.36 : Evolution générale des territoires conséquence de la gestion hydraulique (Radimy et al., 2013) : a- Evolution des profils de $CE_{1/5,}$ b- Evolution parallèle des profils de RUres et de salinité au cours de la saison. (1) = prairie non drainée, (2) = culture drainée alimentée en eau douce périphérique, (3) = culture drainée éloignée des coteaux.

VII - SUIVI DU DEVELOPPEMENT PHYSIOLOGIQUE DU MAÏS ET RENDEMENT DE CULTURE

Le développement physiologique du maïs a été suivi dans la parcelle A7 (placettes A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF) pendant la saison 2013. Les mesures relatives au développement physiologique ont été réalisées en parallèle des suivis des profils de teneur en eau et du suivi tensiométriques du 12/06/2013 au 08/10/2013. Les mesures ont été hebdomadaires et comprennent :

- le comptage des feuilles ligulées (FL) sur 4 rangs de 1m de long (Figure VII.1)
- le comptage des feuilles totales (FT) sur 4 rangs de 1m de long (Figure VII.2)
- le comptage des feuilles sèches (FS) sur 4 rangs de 1m de long (Figure VII.3)
- le comptage du nombre de pieds pour 1 m de long (par rangs successifs) et la production de biomasse et taux de matière sèche associées à chacun des rangs (Figure VII.4)
- et finalement le calcul des rendements.

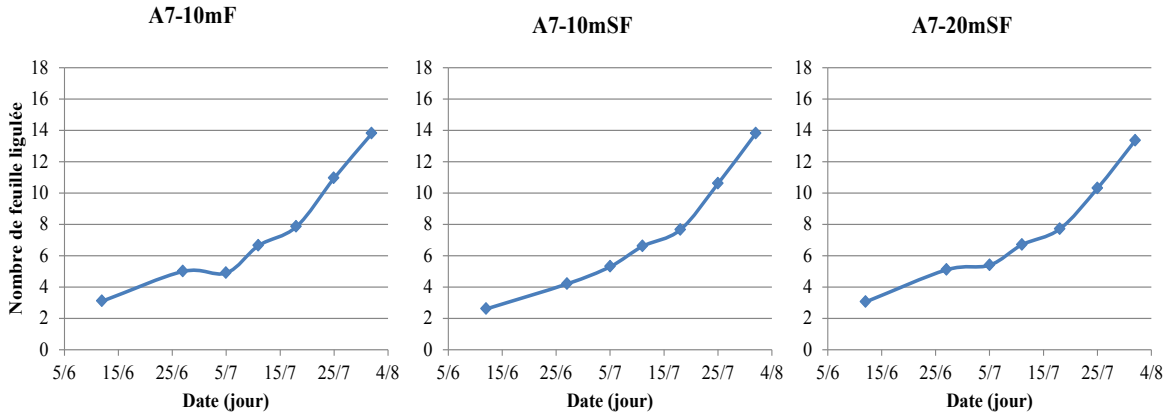


Figure VII.1 : Evolution du nombre de feuilles ligulées (FL) sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 12/06/2013 au 01/08/2013.

De manière générale, on observe bien une augmentation du nombre de feuilles ligulées avec le temps et la croissance de la plante. En A7-10mF et A7-20mSF, on constate une stagnation du nombre de feuilles ligulées mesuré le 05/07/2013. Cette stagnation est due à la concurrence entre chaque pied de maïs lors de cette période sans précipitations. L'augmentation du nombre de feuilles ligulées en fonction du temps montre en fait deux pentes qui correspondent à l'évolution du coefficient de culture Kc ≤ 0,8 jusqu'au 21 juillet et Kc ≥ 1 après le 21 juillet.

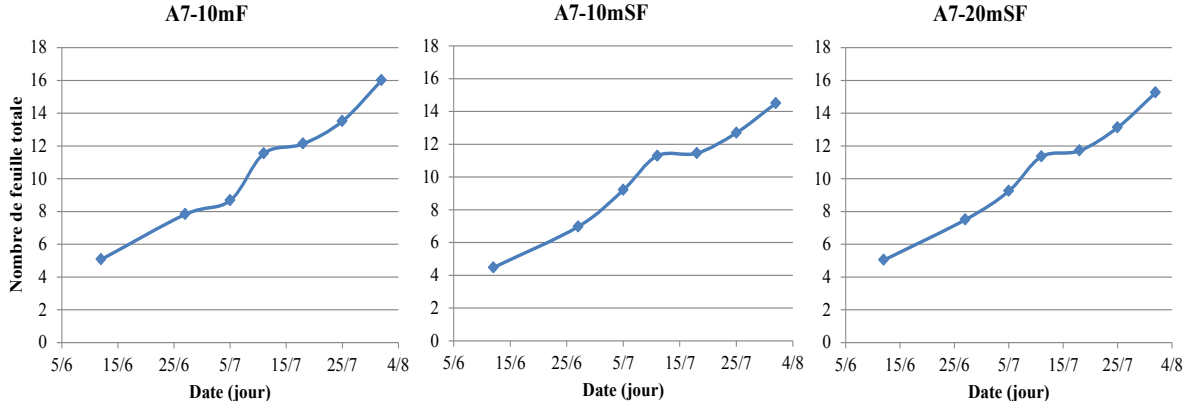


Figure VII.2 : Evolution du nombre de feuilles totales (FT) sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 12/06/2013 au 01/08/2013.

Les évolutions du nombre de feuilles totales sont similaires sur les trois placettes. L'augmentation du nombre de feuilles totale apparaît linéaire avec le temps malgré avec une augmentation brusque entre le 05/07 et le 11/07/2013, et une stagnation entre le 15 et le 27/07 suite à l'absence de pluie. Les nombres de feuilles totales atteignent 16, 14,3 et 14,7 le 04/08 en A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF respectivement. En fait, la comparaison entre A7-10mF et A7-10mSF, semble montrer que l'amendement en fumier est bénéfique sur la croissance. D'autre part la comparaison entre A7-10mSF et A7-20mSF semble également montrer l'effet bénéfique du drainage plus modéré par l'espacement tous les 10m ou 20m des drains enterrés et du niveau de nappe légèrement plus haut.

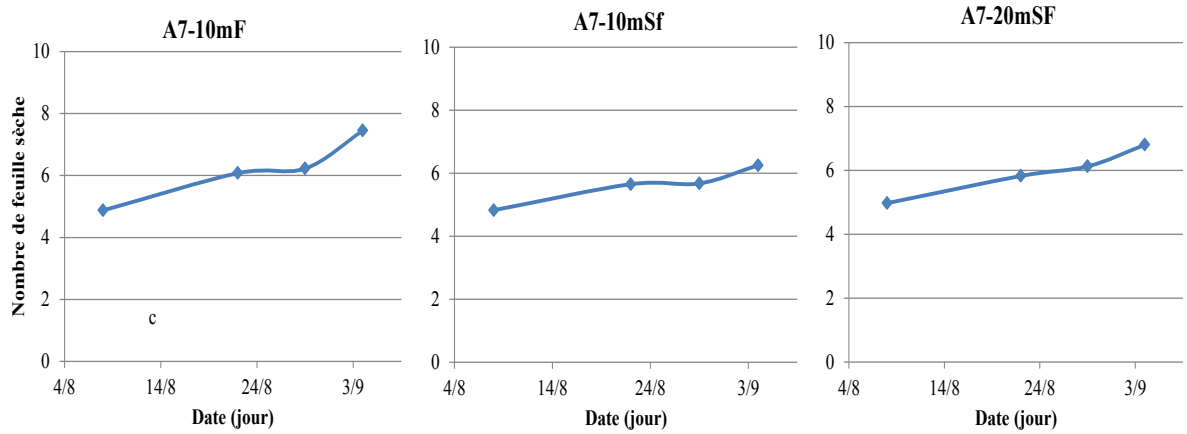


Figure VII.3 : Evolution du nombre de feuilles sèches (FS) sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 08/08/2013 au 04/09/2013.

La période de comptage de feuilles totales comprend les périodes de floraison jusqu'au développement des épis et des grains. Les feuilles commencent à se dessécher pour la période dite de « sénescence » jusqu'à la maturité des grains à la récolte. Les comptages des feuilles sèches ont été réalisés du 08/08/2013 au 04/09/2013. Dans cette période le nombre de feuilles sèches augmente avec le temps, néanmoins une stabilisation du nombre de feuilles sèches est observé entre le 22/08 et 29/08/2013 pour les placettes A7-10mF et A7-10mSF, correspondants aux fortes pluies de cette période.

Les cultures souffrent particulièrement du stress hydrique lors du passage de la floraison à la récolte. Ce phénomène est classique, car c'est lors de la floraison que le maïs consomme le plus d'eau et a besoin d'une température suffisante. L'irrigation est la méthode généralement utilisée pour limiter le fanage des cultures à cette période qui agit sur leurs rendements.

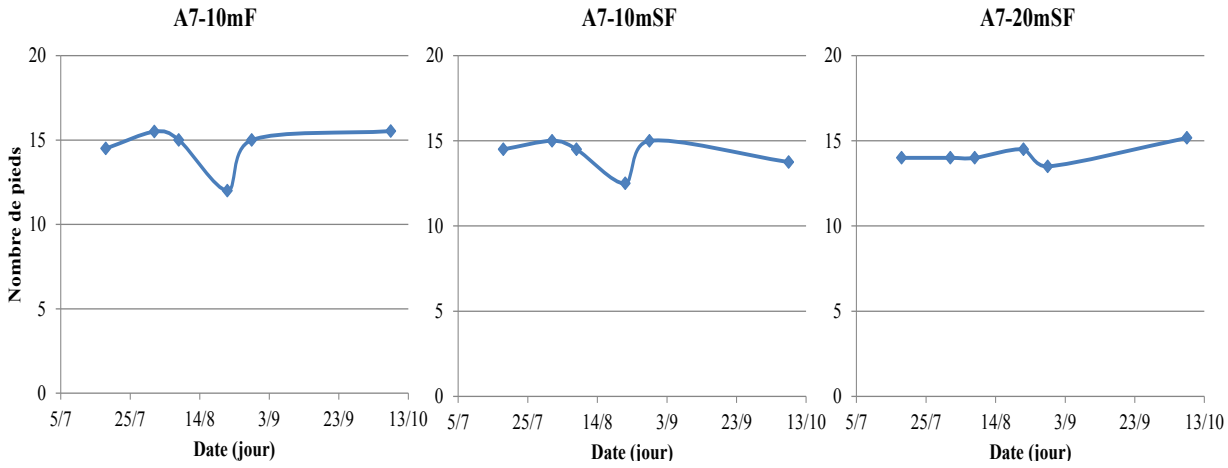


Figure VII.4 : Nombre de pieds de maïs (pour 1 mètre linéaire) comptés semaines après semaines sur les différents rangs, sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 18/07/2013 au 08/10/2013.

Le nombre de pieds de maïs correspond à chaque rang. Les différences entre les rangs peuvent être associées à un déficit de graine lors de la mise en terre des graines, elles peuvent également être dues à la concurrence entre les pieds et ou déficit de germination. Le comptage du nombre de pieds par rangs successifs s'accompagne de la mesure de la masse de la plante. La pesée correspond à l'ensemble du prélèvement, soit tous les composants de la plante (feuilles, tiges, épis) (Figure VII.5).

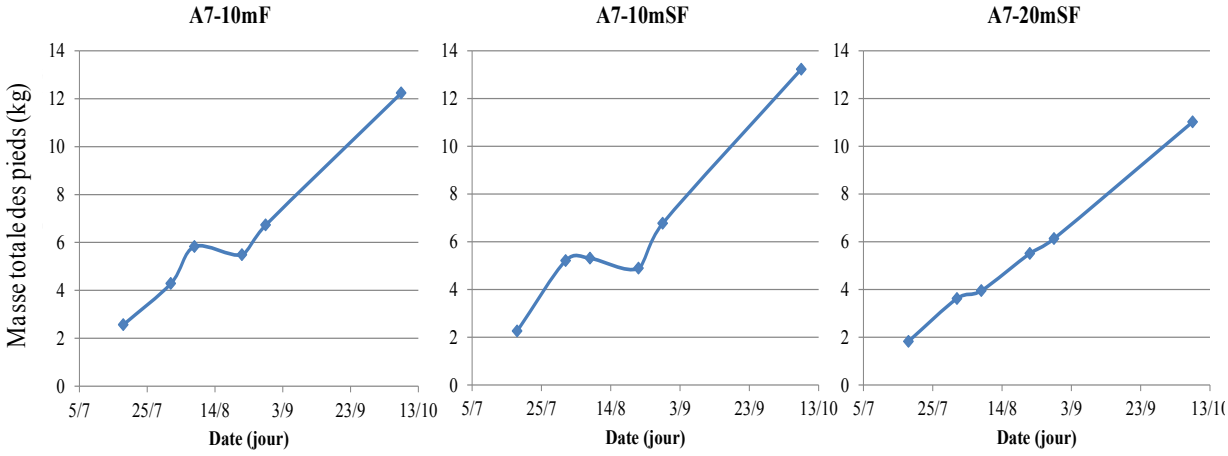


Figure VII.5 : Masses totale des pieds de maïs constituants chaque rang, au dates de prélèvement, sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 18/07/2013 au 08/10/2013.

Cette évolution de la masse de plante associée à chaque rang coupé, aux dates successives, doit être normalisée par rapport à la masse moyenne de la plante dans le temps (Figure VII.6). Ainsi normalisée, l'augmentation de masse de la plante apparaît plus linéaire en effaçant le déficit de pieds. Néanmoins le taux de croissance diminue en A7-10m en août lors du déficit hydrique. En A7-20m, l'augmentation de masse est continue et progressive sans irrégularité importante, le niveau de nappe est stabilisé légèrement plus haut.

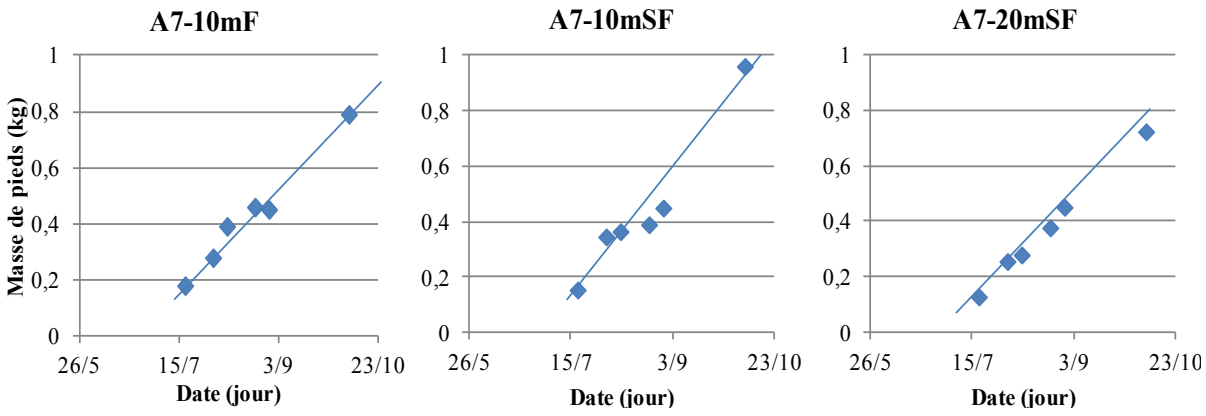


Figure VII.6 : Evolution de la masse moyenne d'un pied de maïs en fonction du temps sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 18/07/2013 au 08/10/2013.

Le taux de la matière sèche (MS) a été mesuré en laboratoire après pesage de la plante verte avant et après étuvage à 50°C pendant 24heures minimum (Figure VII.7).

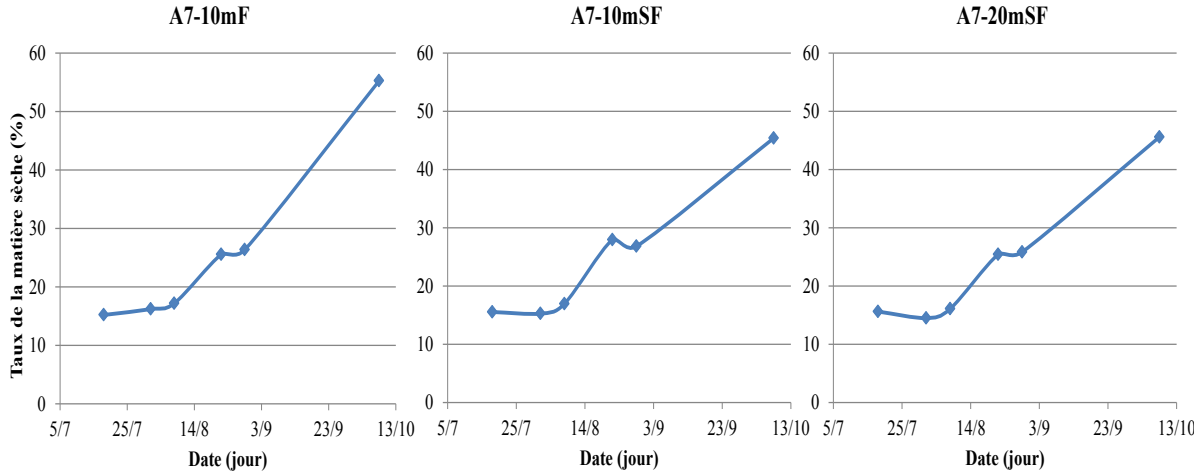


Figure VII.7 : Evolution du taux de la matière sèche (%) sur les trois sites A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF du 18/07/2013 au 08/10/2013.

Les taux de matière sèche évoluent en parallèle des masses de la plante. Néanmoins, pour les trois placettes, trois périodes peuvent être distinguées :

- le début de saison jusqu'au 10 août, correspond à un taux de matière sèche pratiquement constant voisin de 15%

- la période du 10/08 - début septembre, se traduit par l'augmentation du taux de matière sèche avec un palier fin août

- la période finale de croissance maximale jusqu'en octobre.

En conclusion l'évolution de la moyenne de matière sèche (en T/ha), en fonction du temps, sur les trois placettes est cohérente avec la croissance des végétaux. Elle tend vers le rendement final de chaque parcelle (Figure VII.8).

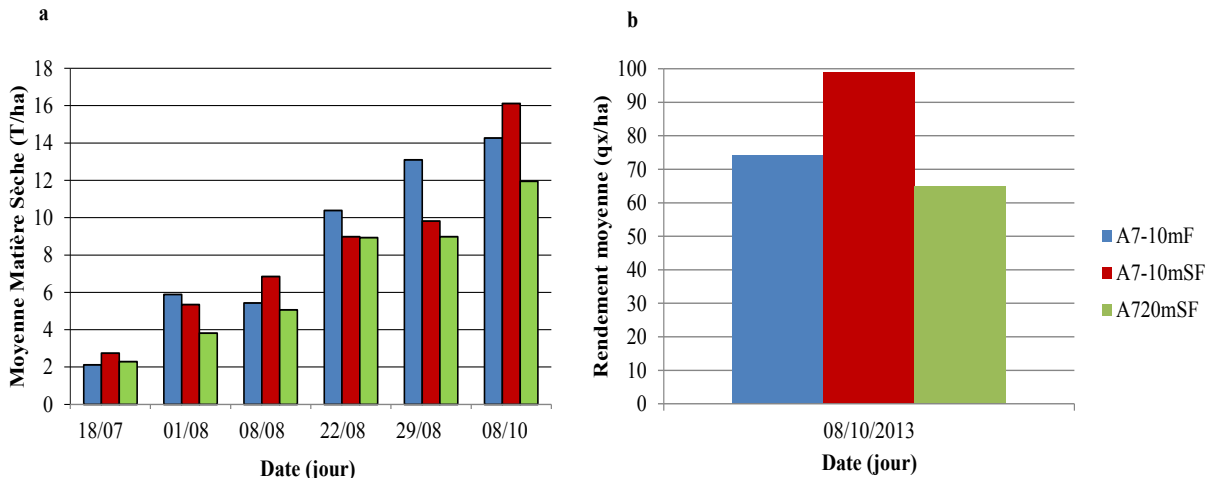


Figure VII.8 : Evolution par site A7-10mF, A7-10mSF, A7-20mSF, a- moyenne de matière sèche (T/ha), b- rendement final (qx/ha). Les rendements entre sites ne sont pas directement comparables à cause des différences de semences.

VII.1. Relation plante-sol-météorologie

Ces évolutions physiologiques du maïs sont comparés aux évolutions des profils hydriques (et de salinité), des profils tensiométriques et aux profils de RU (RU_{ETM} et RUres) pour cette saison 2013 en A7. Finalement la discussion suivante est basée sur les évolutions parallèles des RUres et pressions de succion calculées et mesurées aux profondeurs 30, 60 et 90 cm (Figures VII.9).

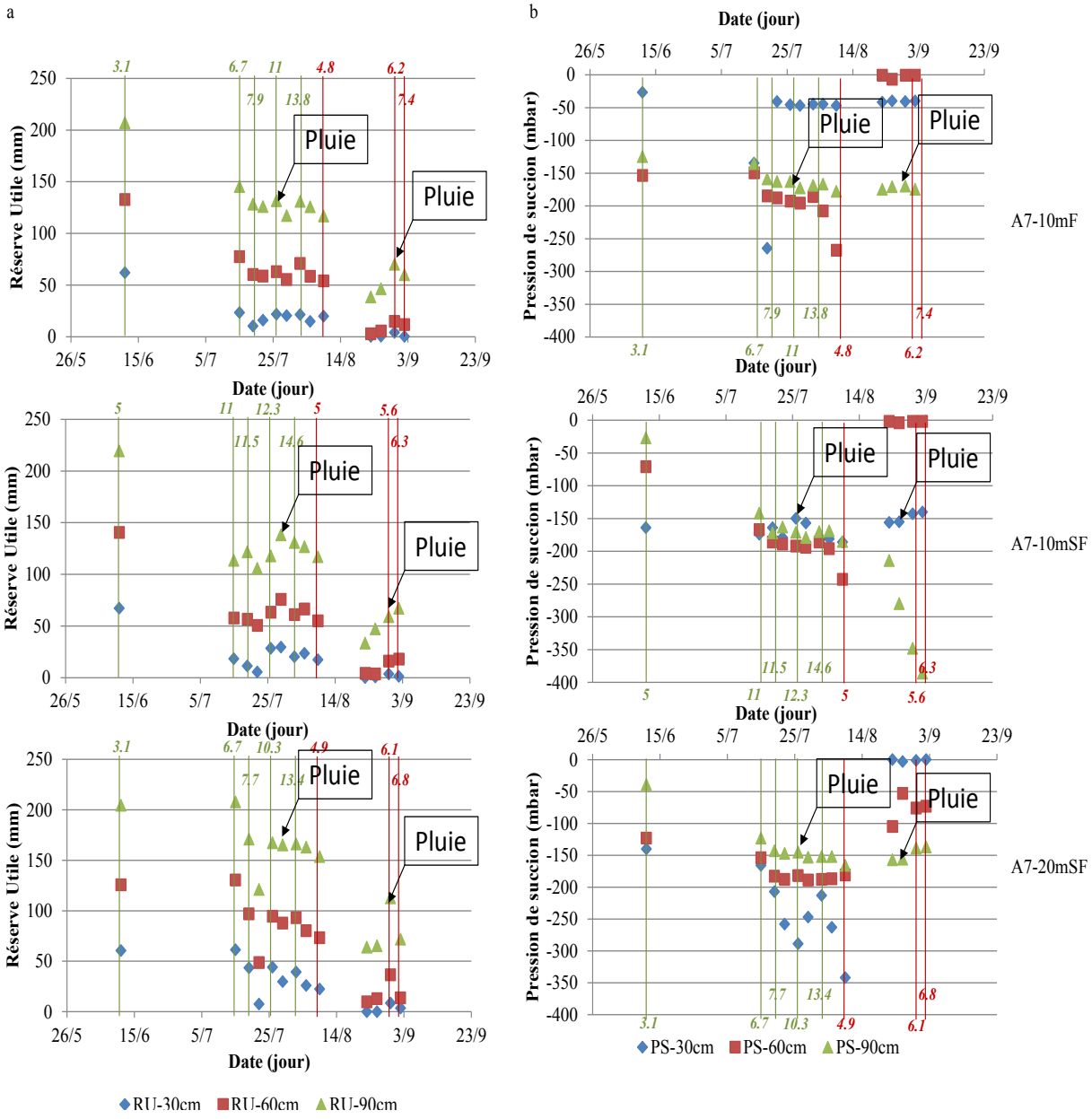


Figure VII.9 : Evolution des profils de RUres calculés, pressions de succion mesurées et nombre de feuilles ligulées (vert) et sèches (rouge) comptées du 11/06 au 02/09/2013. Pluie = fortes précipitations.

Les RU traduisent les évolutions des profils de dessiccations : faible RU à 30 cm pour les faibles W, fortes RU à 90 cm pour les fortes W. Le nombre de feuilles ligulées augmentent progressivement jusqu'au 09/08. C'est la date qui correspond à une très forte diminution des RUres (20 - 0 mm) à 30 et 60 cm. Cela correspond à l'avancée du front de dessiccation: i.e. translation de la partie supérieure des profils de RU vers 0 jusqu'à 60 cm de profondeur. C'est ce qui montre directement le stress hydrique. Parallèlement, l'augmentation des pressions de succion aboutissent au désamorçage des bougies poreuses à 30 et 60 cm. C'est à cette période qu'apparaissent les premières feuilles sèches. Leurs nombres augmentent, jusqu'à la récolte, avec l'approfondissement du front de dessiccation. Les graphiques nous montrent les évolutions dans le temps des différents paramètres.

L'impact du couple stress hydrique - stress salin est suivi à partir des évolutions des profils de teneur en eau et de salinité (Figure VII.10).

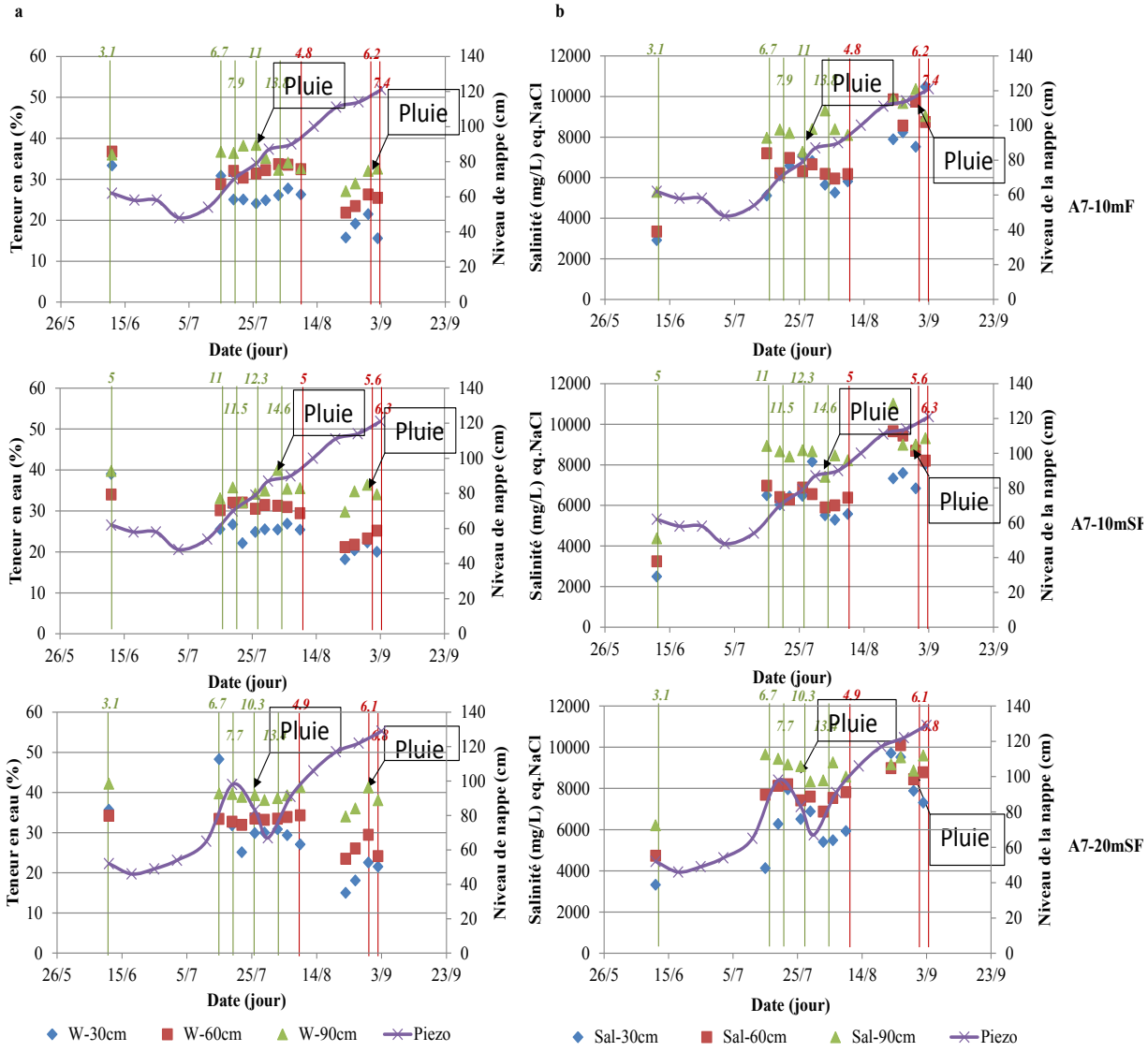


Figure VII.10 : Evolution des profils de teneurs en eau et de salinité à 30, 60 et 90cm de profondeur et nombre de feuilles ligulées (vert) et sèches (rouge) comptées du 11/06 au 02/09/2013. Pluie = fortes précipitations. Violet = piézométrie

Sur les trois sites on constate les mêmes évolutions de diminution de la teneur en eau de la surface vers la profondeur et en même temps l'augmentation de la salinité. Le nombre de feuilles ligulées augmente jusqu'à 09/08. Les feuilles sèches apparaissent dès cette date qui correspond à la chute des teneurs en eau. Simultanément la dessiccation de surface oblige la plante à descendre ses racines en profondeur, sous 60 cm de profondeur, face à des RU proches de 0 mm. L'approfondissement des racines se heurte (1) aux salinités initiales plus importantes en profondeur et (2) à l'augmentation des salinités avec la descente du front de dessiccation. Le stress salin s'ajoute nettement au stress hydrique à partir du 08/08. Cet effet général est localement atténué par les courtes périodes de pluie qui augmentent les teneurs en eau et par conséquent rabaissent les salinités.

VII.2. Ouverture d'une fosse pédologique

L'ouverture d'une fosse pédologique fin septembre sur la parcelle cultivée en maïs (A7-10m et A7-20m) nous permet de visualiser l'enracinement du maïs et le comportement structural du sol associé.

Les racines descendent à plus d'1 m de profondeur. Elles deviennent de plus en plus fines en profondeur. De la même manière les fractures de dessiccation sont larges en surface et de plus en plus fine en profondeur. Finalement le chevelu racinaire est entouré du réseau de microfissures. Les racines se propagent en parallèle du front de dessiccation. Elles semblent progresser entre les fissures au sein de la matrice argileuse et également dans les microfissures. Le sol apparaît à l'état solide jusqu'à 90 cm de profondeur. Cette profondeur semble marquer le passage état solide à état plastique (Figure VII.11).
Les fosses nous ont également permis d'observer la propagation des fractures non seulement jusqu'aux niveaux des bougies poreuses (30, 60 et 90 cm) mais également jusqu'à leur contact. Ces observations expliquent le désamorçage des bougies poreuses bien avant leurs limites théoriques. Pour cela, des prélèvements des échantillons du sol intact ont été réalisé au niveau de chaque bougie poreuse qui se trouve à 30, 60 et 90 cm.

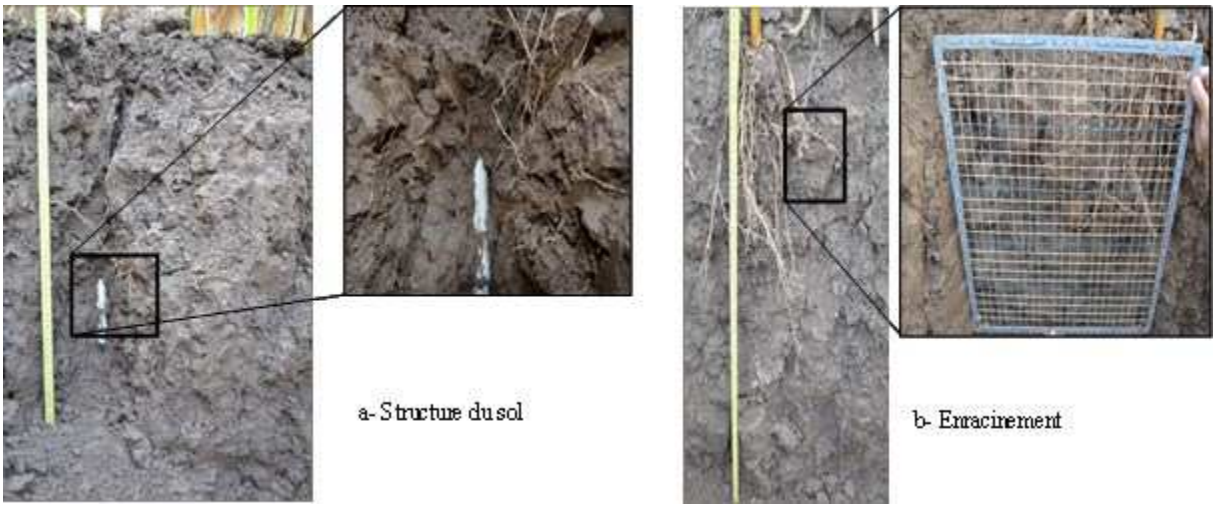


Figure VII.11 : Observation d'une fosse pédologique creusée en septembre 2013 en A7. a- évolution de la structure du sol et propagation des fractures de retrait aux alentours des bougies poreuses, b- détail de l'enracinement.

VII.3. Observation à la micro-tomographie RX

Avec un objectif d'information complémentaire sur les évolutions de structure avec la profondeur, des échantillons intacts ont été carottés à 30, 60 et 90 cm de profondeur. Les carottes ont ensuite été examinées par micro-tomographie RX (Figure VII.12).

En surface (30 cm), l'échantillon a été carotté au sein d'une motte délimitée par des fractures majeures. A cette profondeur, la matrice argileuse à une teneur en eau voisine de sa limite de retrait. En micro-tomographie RX la teinte claire de la matrice suggère un état compact et dense. Cette matrice renferme de nombreux mésopores et quelques méso-fractures. Cette méso-porosité doit être essentiellement associée au phénomène de retrait et de réarrangement des particules argileuses entre elles.

A 60 cm de profondeur, le carottage a également été effectué à l'intérieure d'une motte. La teneur en eau du matériau est voisine de 25 - 30%. En micro-tomographie RX la matrice apparaît toujours gris clair. Elle est parsemée de mésopores et méso-fractures. Comme précédemment, cette méso-porosité peut être due au phénomène de retrait. Les mésopores cylindriques peuvent également être associés à des empreintes de racines.

A 90 cm de profondeur, la carotte présente deux niveaux :

- un niveau supérieur à l'aspect solide, de matrice gris clair parsemée de méso-pores (< 20µm). Cette partie est similaire aux matrices observées à 60 et 30 cm. De plus la matrice présente des traces d'hydromorphie.
- dans le niveau inférieur, la matrice apparaît légèrement plus foncée. Cela traduit une microporosité supérieure aux niveaux subjacents. En fait la matrice a un aspect plastique qui correspond bien aux teneurs en eaux voisines de 40% mesurées à ce niveau. D'autre part cette matrice à l'état plastique est pratiquement exempte de mésopores. Elle est par contre recoupée par quelques fractures de retrait plus larges (20-30 µm; macro-fractures).

Cette répartition de méso à macro fractures de l'état solide vers l'état plastique correspond bien au phénomène de fracturation qui a été décrit à partir de la relation courbe de retrait - cohésion.

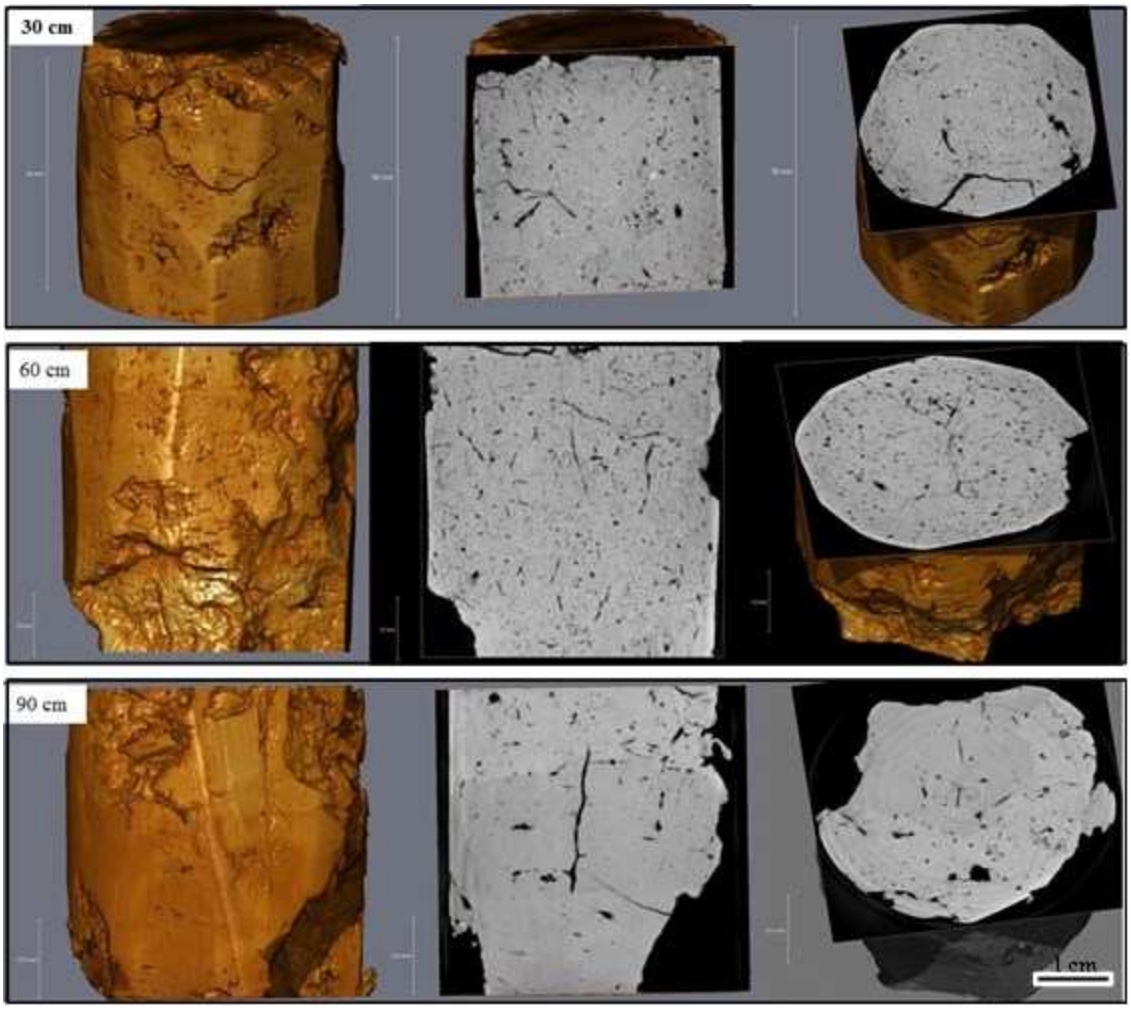


Figure VII.12 : Image en micro-tomographie RX d'échantillons de sol intact carottés en septembre 2013 à 30, 60 et 90 cm de profondeur sur la parcelle cultivée A7.

VIII - ETUDE PRELIMINAIRE DES TRANSFERTS THERMIQUES

L'étude des transferts thermiques dans ces sols de marais a été effectuée sur le Bri de St Laurent de la Prée. Elle comprend deux parties:

- la mesure des conductivités thermiques effectives (λ_{eff}) du matériau argileux à différents états structuraux : saturé à non saturé, et pour différents états de compaction

- la mesure des transferts thermiques de la surface vers la profondeur dans la parcelle A7 et une parcelle A8 sur le site expérimental de l'INRA pendant la saison estivale 2015.

Les mesures des conductivités thermiques ont été faites par la méthode du fil chaud (Garnier et al., 2008; Merckx, 2013; Merckx et al., 2012a,b) en laboratoire. Les mesures de transferts ont été faites par enregistrement de la température et l'hygrométrie de l'air à partir de capteurs posés à la surface du sol et des températures dans le sol via des thermocouples implantés à différentes profondeurs.

Cette partie du travail vise deux objectifs :

- compléter les acquis sur les relations entre évolution de structure des sols argileux et leurs propriétés macroscopiques. Jusqu'à maintenant les études n'avaient été focalisées que sur les propriétés hydromécaniques.

- la mesure de gradients de températures qui peuvent s'établir entre l'interface air-surface et la profondeur. En fait les profils de température dans le sol peuvent agir sur les cinétiques de dessiccation mais également sur l'activité microbiologique.

VIII.1. Matériel et méthode

VIII.1.1. Matériaux

Les matériaux utilisés sont des matrices argileuses du Bri reconstituées par compactage et consolidation à différentes teneurs en eau. Les éprouvettes sont constituées à partir de la fraction infra 400µm. Le compactage initial s'effectue dans un tube PVC de diamètre intérieur de 5 cm et de 5 cm de hauteur. Les consolidations sont effectuées par compressions oedométriques. Le matériau obtenu peut être, de manière générale triphasé : particules argileuse (densité réelle moyenne 2,58) + eau (densité 1,00) + air, ou diphasé particules + eau à l'état saturé ou particules + air à l'état sec. Au sein du mélange ternaire, la porosité peut être caractérisée par l'indice de saturation Sat :

$$Sat = Vw/Vv \qquad \text{Eq.VIII.1}$$

avec Vv le volume des vides et Vw le volume d'eau.

Schématiquement les états peuvent être représentés soit dans le diagramme W-e largement utilisé dans ce travail pour traduire les relations structure - propriété hydromécaniques du Bri, soit dans un diagramme triangulaire argile - eau - air (Figure VIII.1). Dans le diagramme W-e, la droite de retrait représente un état saturé. Dans ce diagramme l'état non saturé se traduit par un décalage des points W-e de la droite de retrait vers l'axe des indices des vides.

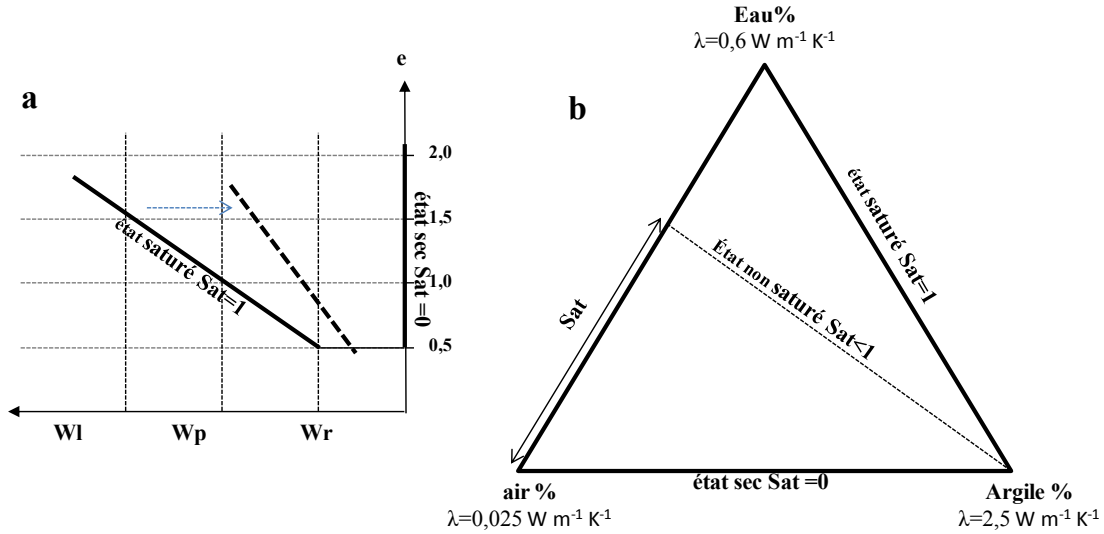


Figure VIII.1: Diagramme de représentation de la structure du matériau argileux (a) diagramme binaire W-e, (b) diagramme ternaire eau -argile air avec les conductivités thermiques des trois phases.

Les conductivités thermiques de l'eau et de l'air sont connues, respectivement 0,6 et 0,025 W/m.K^{-1}. Les conductivités thermiques des roches évoluent en fonction de leur porosité, de 0,92 W/m.K^{-1} pour une craie à 2,9 W/m.K^{-1} pour un marbre avec une conductivité du constituant minéral, la calcite, de 3,5 W/m.K^{-1}. La conductivité thermique donnée généralement pour la terre sèche est voisine de 0,75 W/m.K^{-1}. Par contre la conductivité thermique des particules argileuses est difficile à estimer. Les conductivités sont généralement données pour une matrice et non à l'échelle particulaire (Carson et al., 2005). Sur la figure ci-dessus la conductivité thermique des particules argileuses a été supposée égale à 2.5 W/m.K^{-1}.

VIII.1.2. Théorie de la conductivité thermique modèle binaire

La conductivité thermique dans un modèle binaire peut être calculée à partir de trois types de modèles : modèle série, modèle parallèle et modèle EMT (Effective Medium Theory; Landauer, 1952; Maxwell, 1954; Kirkpatrick, 1973; Carson et al., 2005). Le milieu étudié est habituellement un milieu diphasique fluide-solide. Ces modèles répondent aux équations suivantes :

Modèle série : $\lambda_e = \frac{1}{\frac{1-\vartheta_2}{\lambda_1} - \frac{\vartheta_2}{\lambda_2}}$ Eq.VIII.2

Modèle parallèle : $\lambda_e = (1-\vartheta_2)\lambda_1 + \vartheta_2\lambda_2$ Eq.VIII.3

Modèle EMT : $\lambda_e = \frac{1}{4} * ((3*(1-\vartheta_2)-1)*\lambda_1 + (3*\vartheta_2-1)*\lambda_2 + \left(((3*(1-\vartheta_2)-1)*\lambda_1 + (3*\vartheta_2-1)*\lambda_2\right)^2 + 8*\lambda_1*\lambda_2\right)^{\frac{1}{2}})$ Eq.VIII.4

avec λ_e la conductivité thermique du mélange binaire, λ_1 et λ_2 les conductivités thermiques respectives des deux phases (fluide et solide) et υ_2 la fraction solide du mélange (Figure VIII.2).

Les modèles série et parallèle correspondent à deux modes de transfert de la chaleur à l'intérieur du milieu diphasique, respectivement transfert particule-particule dominant (2; external porosity region) ou via les fluides au sein de la porosité (1; internal porosity region) (Landauer, 1952; Maxwell, 1954; Kirkpatrick, 1973; Carson et al., 2005; Figure VIII.2). Le modèle EMT quand à lui correspond à la frontière entre ces deux modes de transfert de chaleur. Entre le modèle série et le modèle EMT, les transferts thermiques se réalisent via les contacts entre les grains de solides, il s'agit de conduction. Entre le modèle parallèle et le modèle EMT, les transferts thermiques se réalisent via la matrice c'est-à-dire par l'extérieur des grains, il s'agit alors de convection.

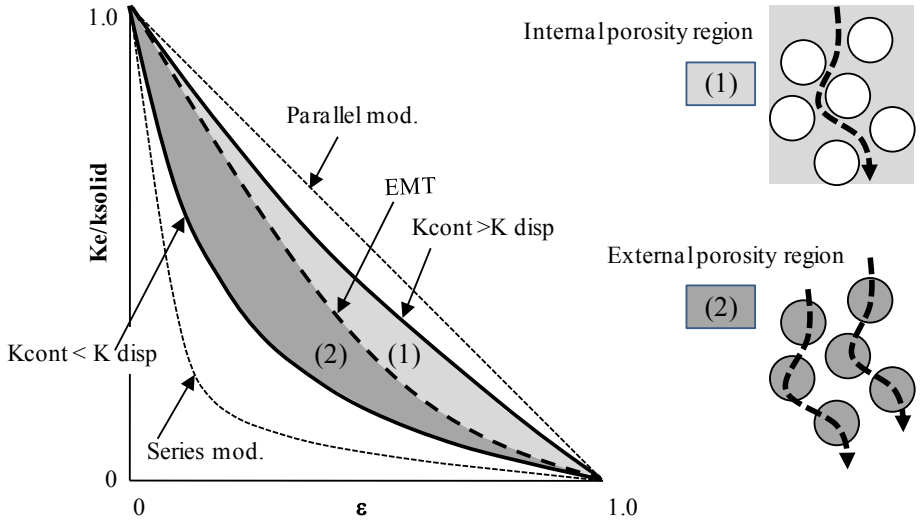


Figure VIII.2 : Représentation schématique de la conductivité thermique relative ($\lambda_2/\ \lambda_m$) versus porosité. Dans le domaine de porosité interne le transfert de température opère de manière dominante via la matrice (1). Dans le domaine de porosité externe les transferts opérent via les contacts grains à grains (2) (Carson et al, 2005).

VIII.1.3. Méthode du fil chaud

Les développements récents (Merckx, 2013) de la méthode de mesure de conductivité thermique par la méthode du fil chaud pour différents géo-matériaux ont montré qu'il était possible de mesurer simultanément les évolutions des teneurs en eau et de conductivité thermique (λ) au sein des géo-matériaux par la méthode du fil chaud. Elle avait été développée au Laboratoire d'Etudes Thermiques de l'Université de Poitiers pour les mesures de conductivité thermiques de fluides corrosifs (Garnier et al., 2008 ; Kadjo *et al.*, 2008). L'adaptation de cette mesure « à un fil » des liquides aux géo-matériaux a été effectuée progressivement par (Garnier et al., 2008):

- Mesure dans un milieu constitué de billes de verre.
- Puis en insérant le fil chaud dans différents matériaux : Brique de terre crue, Brique de chaux et bétons de chanvre.

La technique est basée sur la mesure d'élévation de température (ΔT) d'un fil (Ta ou Ni de 0,125 mm de diamètre) soumis à un courant électrique. Les temps de mesures sont courts 10s

à 2 mn mais ils permettent de caractériser le comportement du matériau à deux échelles : celle de la microstructure (densité de contacts grains solides – fil chaud, saturation) et celle de la conductivité effective globale prise en compte dans les calculs microclimatiques (Garnier et al., 2008 ; Merckx et al, 2012 a, b). Chaque mesure permet d'obtenir une courbe ΔT en fonction du log (temps). Les courbes d'élévation de température présentent deux pentes successives, une pour les temps de mesure courts et la seconde pour les temps de mesure plus longs (Figure VIII.3).

Rappel théorique (Merckx, 2013) : La méthode du fil chaud est une technique de mesure dynamique de transfert basée sur l'enregistrement de l'augmentation de température d'une source de chaleur linéaire (fil chaud) noyée dans le milieu testé (Healy et al., 1976 ; Parsons et al., 1978 ; Ramirez et al., 1993 ; Garnier et al., 2008 ; Kadjo et al., 2008). Pour un fil métallique de longueur infinie et de diamètre r_0, chauffé pendant un temps > 0 avec un flux constant par unité de longueur q et immergé dans un milieu infini et homogène (conductivité thermique et diffusivité ; respectivement λ et a) avec une température initiale uniforme l'accroissement de température ΔT(t) du fil est donnée par (Figure VIII.3):

$$\Delta T(t) = \left(\frac{q}{4 \cdot \pi \cdot \lambda}\right) \ln\left(\frac{4 \cdot Fo}{C}\right) \qquad \text{Eq.VIII.5}$$

avec γ la constant d'Euler (γ = 0,5772.), $C = e^{\gamma} = 1{,}781$ et F_O le nombre de Fourier défini par:

$$Fo = \frac{a \times t}{r_0^2} \qquad \text{Eq.VIII.6}$$

L'équation (VIII.5) est une solution analytique d'un modèle de conductivité thermique idéal (validé seulement pour Fo>>1) pour un intervalle de temps limité, sans transfert convectif, dans un liquide seulement et non dans un solide.

A partir de ce modèle idéal avec des valeurs de q connues, les conductivités thermiques d'un solide peuvent être calculées comme suit :

$$\lambda = \left(\frac{q}{4 \times \pi}\right) \times \left(\frac{dT}{d(\ln t)}\right)^{-1} \qquad \text{Eq.VIII.7}$$

avec dT/d(lnt) la constante numérique déduite des données expérimentales pour des valeurs de Fo >> 1.

Les mesures de transferts de chaleur par cette méthode nécessitent l'utilisation de fils très fins comparé à leurs longueurs pour se rapprocher au maximum du « fil rectiligne et infini ». Toutes les mesures ont été effectuées dans les différents matériaux en utilisant des fils de Ta ou de Ni de 0.125 mm de diamètre. Les transferts de chaleur sont induits par le chauffage constant du fil causé par l'injection d'un courant de 1 mA à 300 mA. Le générateur de courant doit être très précis. Le générateur utilisé est un Keithley 2400 (précision de 10^{-6}A) et le nanovoltmètre est un Keithley 2182 (précision de 10^{-10}V). Les expériences ont été conduites à partir d'un microordinateur équipé de connections GPIB et du logiciel Labview®.

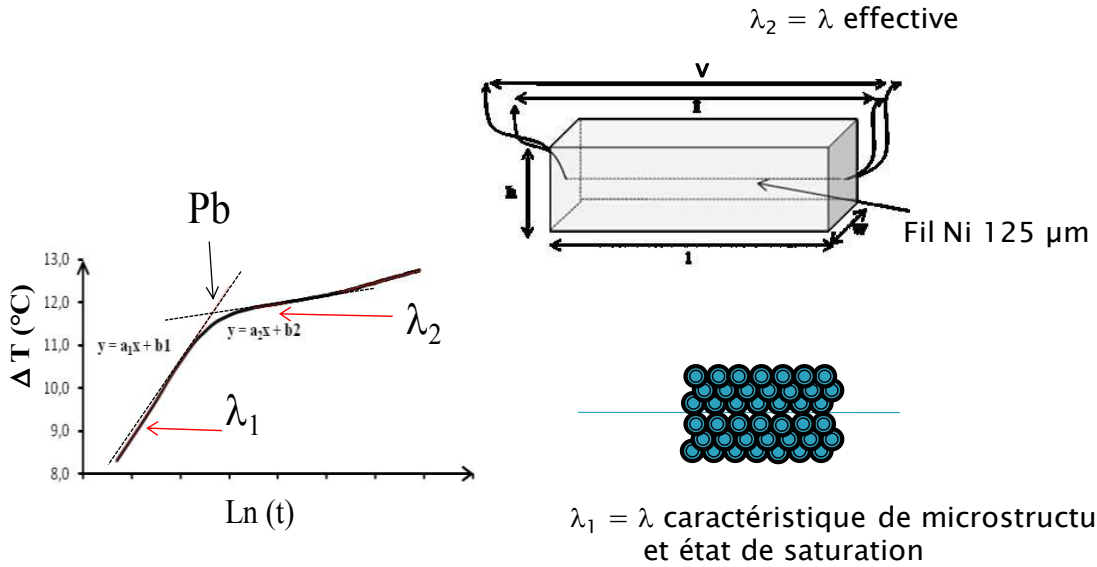


Figure VIII.3 : Représentation schématique des courbes ΔT – log(t) obtenues par la méthode du fil chaud et signification des deux pentes a_1, a_2 et des deux coefficients de conductivités associés (λ_1, λ_2).

Dans un premier temps les mesures ont été effectuées avec le fil inséré dans les matériaux (Merckx, 2013; Merckx et al, 2012a, b). La technique du fil chaud noyé dans le matériau ne peut être utilisée que sur des éprouvettes en fabrication. Une technique de mesures de surface a été développée par Merckx (2013) plus particulièrement pour caractériser les conductivités thermiques des pierres ou matériaux de constructions utilisées dans le bâti ancien. Cette technique de surface a été utilisée pour les mesures de conductivité thermique de nos matrices argileuses.

Les principaux résultats des mesures par fil intégré au matériau peuvent être résumés par l'exemple des briques de terre compactée. Les mesures ont été effectuées en suivant la dessiccation de la brique. Dans ces conditions les évolutions de a_1 et a_2 durant la période de séchage caractérisent les évolutions de teneur en eau et le degré de saturation du matériau argileux. Les premières courbes ΔT=f(ln(t)) enregistrées pour un matériau pratiquement saturé en eau sont très plates, au contraire les courbes enregistrées en fin de séchage montrent clairement les deux pentes a1 et a2. Malgré les caractéristiques microstructurales du matériau argileux (tailles de pores inférieures à 20 µm) les courbes ΔT=f(ln(t)) montrent clairement les évolutions entre états saturé et non saturé qui sont similaires à celles mesurées sur les assemblages de billes (Figure VIII.4).

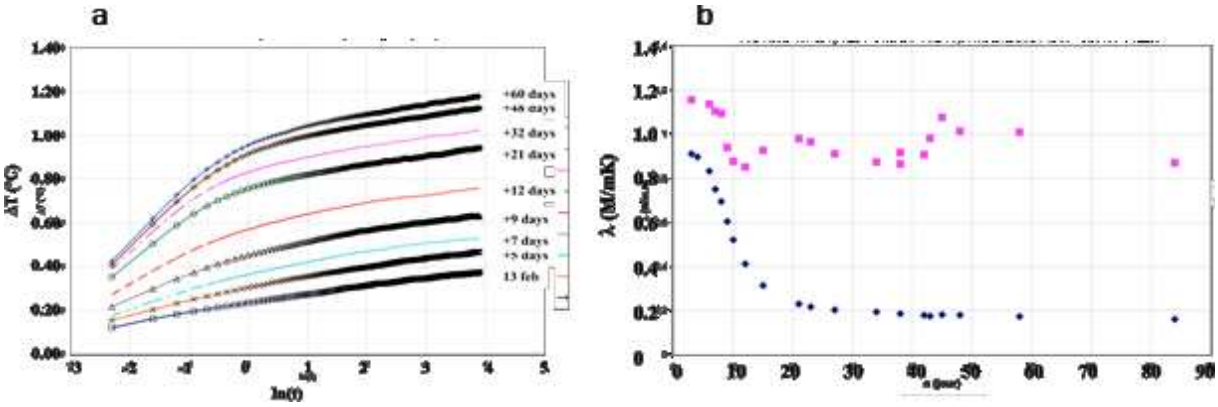


Figure VIII.4 : a- Evolution des courbes ΔT=f(ln(t)) enregistrées dans la brique de terre compactée entre le 13 février et avril (+ 60 jours). La translation des courbes de l'axe des abscisses vers le haut du diagramme est due à la dessiccation du matériau argileux. La conséquence est l'accroissement important de la pente a_1. b- Evolution des coefficients de conductivité thermique λ_1 (losanges) et λ_2 (carrés) avec le temps. En accord avec la forte croissance de a_1 les valeurs de λ_1 décroissent de 0.9 à 0.2 W/m.K^{-1} pendant les 20 premiers jours. Le coefficient λ_2 présente une dispersion importante de valeurs pour une moyenne à peu près stable dans le temps (voisine de 1.0 W/m.K^{-1}).

Développement de la mesure de conductivité thermique effective en surface par la méthode du fil chaud

Le système de mesure se compose toujours de la cellule de mesure interfacée avec le générateur *Keithley 2400* et le nanovoltmètre *Keithley 2182.* Les acquisitions de températures sont encore obtenues via une interface GPIB et le logiciel LabView (Figure VIII.5).

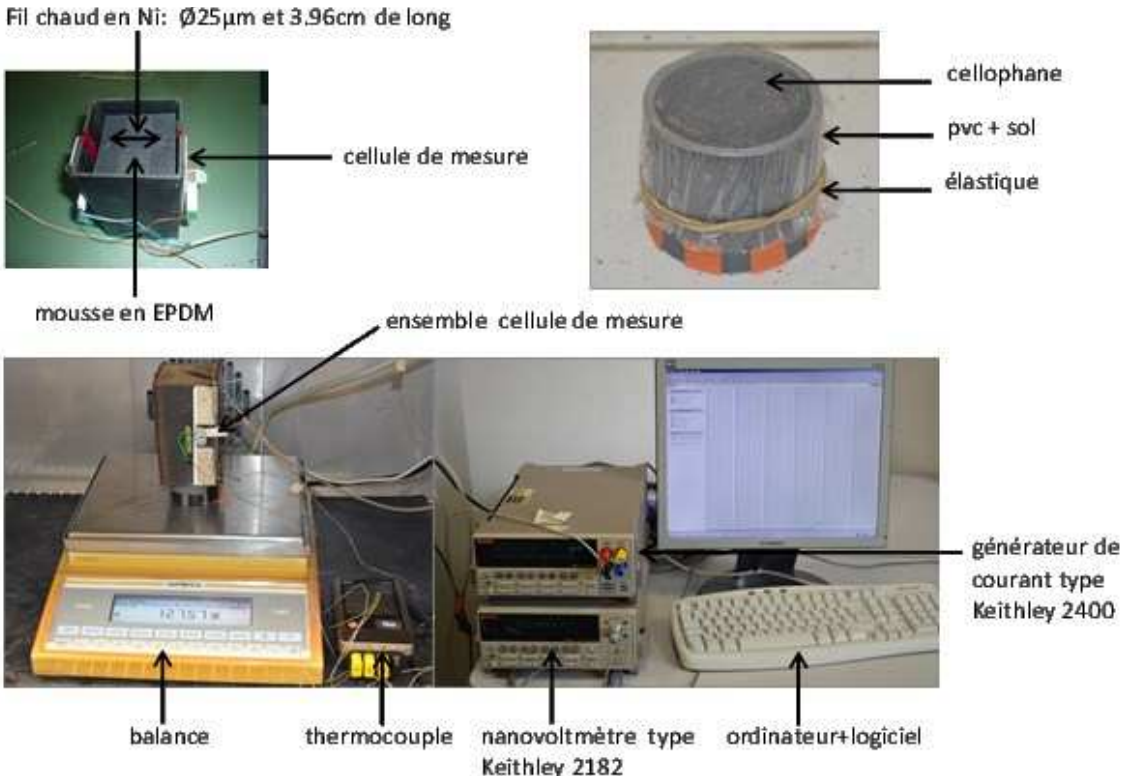


Figure VIII.5 : Représentation schématique de l'ensemble du dispositif de mesure.

Conformément aux mesures effectuées par le fil chaud intégré, les courbes ΔT / ln(t) montrent deux évolutions, pour des temps court et pour des temps long, qui permettent de calculer deux coefficients de transfert thermiques. La mesure à temps court caractérise l'ensemble des contacts fil chaud – matrice solide. La mesure à temps long caractérise la conductivité thermique globale du matériau dite conductivité effective λ_{eff} (Figure VIII.6).

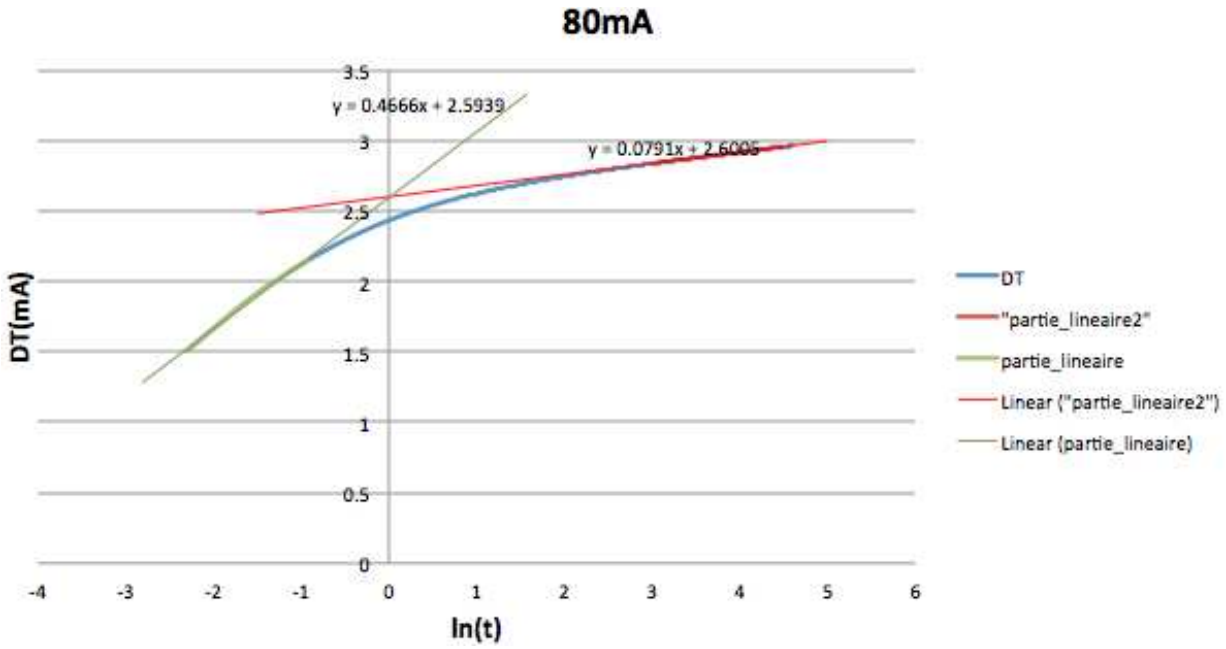


Figure VIII.6 : Exemple d'une courbe ΔT=f(ln(t)), fil chaud de surface, calcaire de Brétigny, 80 mA (Merckx, 2013).

Finalement Merckx (2013) a montré que la conductivité thermique globale mesurée ($\lambda_{apparente}$) est égale à la moyenne des conductivités du matériau et de l'isolant :

$$\lambda_{apparente} = \frac{\lambda_{matériau} + \lambda_{isolant}}{2} \qquad \text{Eq.VIII.8}$$

Cet auteur a montré, que même si le contact n'est pas parfait en tous points entre le fil et le matériau, les mesures de λ sont indépendantes de la rugosité du matériau. La rugosité influe les mesures à temps courts seulement.

VIII.2. Mesure de la conductivité thermique sur les matrices argileuses

Les mesures de conductivité thermique effective ont été réalisées en 2014 sur le Bri de St Laurent de la Prée. Les conductivités thermiques calculées et présentées correspondent à la conductivité thermique λ_2 calculée à partir de la pente de la seconde partie de courbe ΔT/log(temps) obtenue pour les temps d'acquisition supérieurs à 10 secondes. Chaque éprouvette testée a été obtenue par compactage d'une poudre caractérisée par une teneur en eau de départ. Les indices de saturation sont calculés après confection (compaction) des éprouvettes. Dans ces conditions tous les échantillons sont placés dans les diagrammes W-e et eau-air-argile (Figure VIII.7).

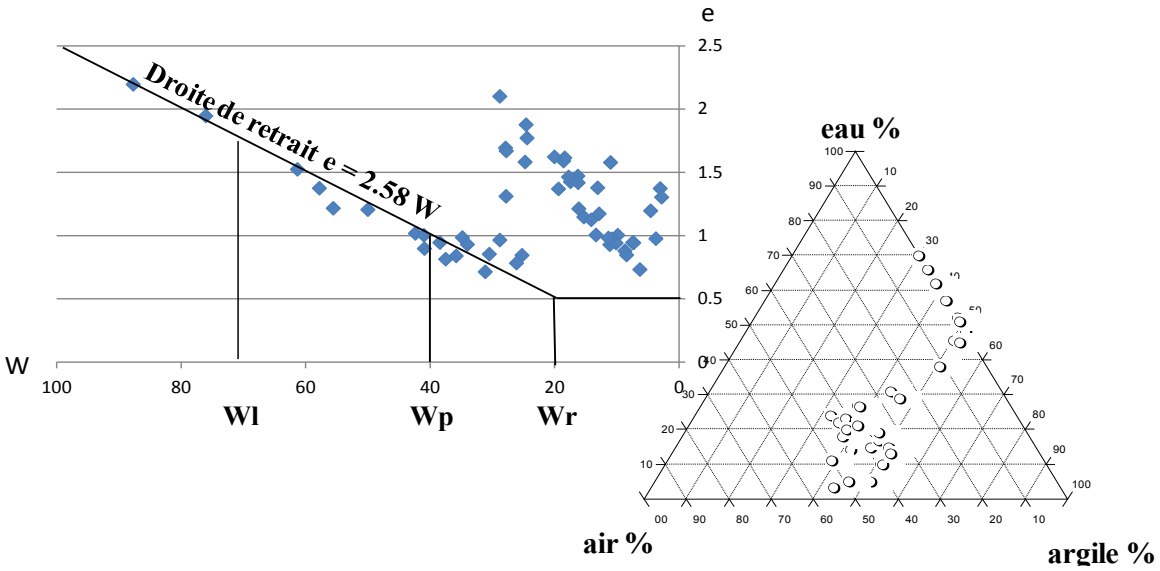


Figure VIII.7 : Représentation, dans le diagramme W - e, et dans le triangle eau-air-argile des microstructures de matrices obtenues par compressions et testées pour la mesure de conductivité thermique effective.

Dans un premier temps les valeurs de λ_2 sont comparées aux modèles série, parallèle et EMT pour le mélange binaire eau-argile donc pour un milieu saturé le long de la courbe de retrait, puis pour des indices de saturations inférieurs 0.9, 0.4 et 0.1 à partir de groupes d'échantillons qui se rapprochent au mieux de ces indices de saturation.

Les calculs pour les trois modèles série, parallèle et EMT nécessitent la conductivité thermique de la phase solide (argile) et celle du fluide. Dans le cas de la saturation, le seul liquide pris en compte est l'eau (λ = 0,6 W/m.K^{-1}). Dans le cas d'un échantillon sec le seul liquide est l'air (λ = 0,02 W/m.K^{-1}). Dans le cas d'un échantillon humide et non saturé, le liquide est considéré comme un mélange eau+air avec de pourcentage volumique de chacun. La conductivité thermique du mélange eau-air est alors calculée suivant le modèle EMT en considérant les deux conductivités des phases et leurs pourcentages relatifs (Tableau VIII.1):

Sat	1	0,9	0,8	0,6	0,4	0,2	0,1	Sat = 0
eau%-air%	100 - 0	90 - 10	80 - 20	60 -4 0	40 - 60	20 -8 0	10 - 90	0 - 100
λ (W/m.K^{-1})	0,6	0,515	0,430	0,265	0,119	0,041	0,027	0,02

Tableau VIII.1 : Récapitulatif des λ équivalents des fluides eau + air d'imprégnation des échantillons à différents indices de saturation, les λ équivalents sont calculés sur le modèle ETM.

L'incertitude sur la conductivité thermique de l'argile à prendre en compte dans les modèles "solide+liquide".

Si les conductivités thermiques de minéraux argileux peuvent fréquemment descendre sous 0,5 W/m.K^{-1}, elles peuvent augmenter rapidement en fonction des "impuretés" incluses. Finalement les conductivités thermiques prises en compte pour ces minéraux peuvent être très variable (Musy et Soutter, 1991 ; Michot, 2008).

Dans ces conditions la méthode a été de comparer nos mesures aux domaines calculés via les modèles parallèles et EMT pour appréhender la conductivité thermique de la phase solide (argile) à prendre en compte.

A- Détermination de λ de l'argile dans le cas de Sat=1.

Les tentatives de superposition des valeurs mesurées sur les modèles série, parallèle et EMT ont été effectuées avec des λ de la phase minérale de 0,5 à 3,0 W/m.K^{-1}. Un λ de 2,5 permet de caler au mieux les mesures entre les courbes des modèles (Figure VIII.8).

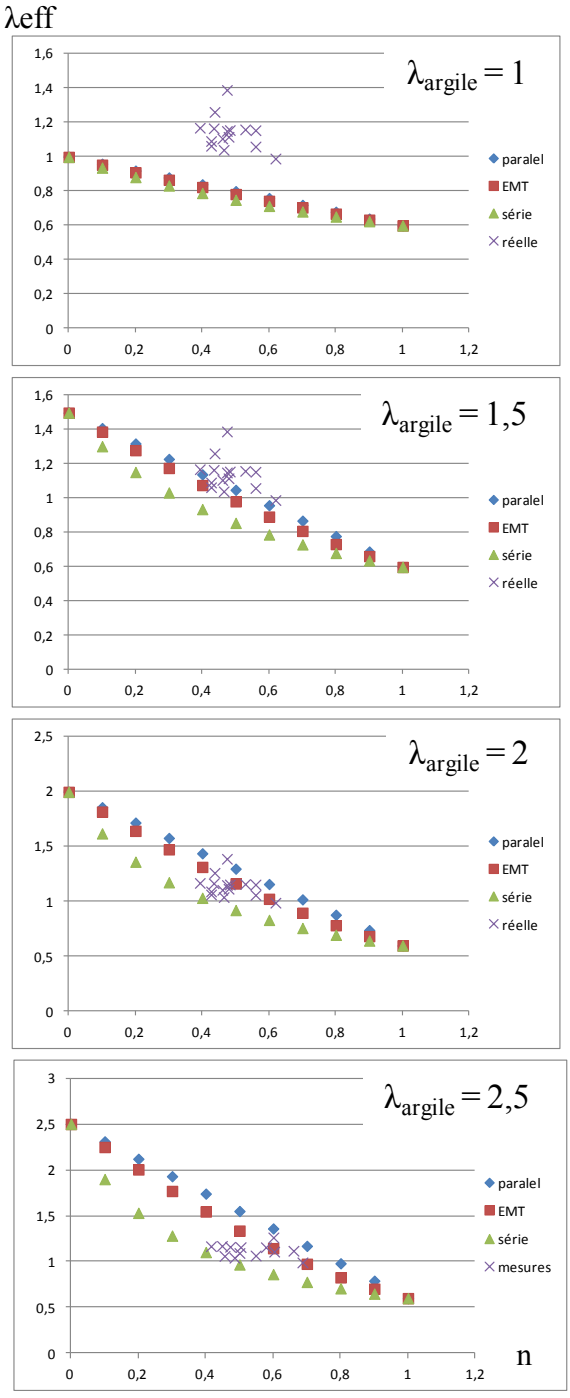


Figure VIII.8 : Recherche de conductivité thermique réaliste pour la phase minérale argile par superposition des valeurs de λ_2 mesurées sur les modèles série, parallèle et EMT pour un indice de saturation Sat = 1.

B- Evolution des λ de la matrice argileuse pour différents indices de saturation.

Les conductivités thermiques de la matrice ont donc été calculées et confrontées au modèle série, parallèle et EMT avec un λ d'argile (λ_{argile}) de 2,5 W/m.K^{-1}. Les évolutions des courbes des modèles série, parallèle et ETM en fonction des indices de saturation montrent que les λ_2 mesurées restent localisées entre la courbe EMT et la courbe du modèle série pour une λ_{argile} = 2,5 W/m.K^{-1}. Cette localisation des λ_2 mesurées dans ce domaine "série < λ_2 < EMT" correspond à une conduction de chaleur de grain (External porosity region). Le phénomène est cohérent avec les plus fortes conductivités de la phase minérale (Figure VIII.9).

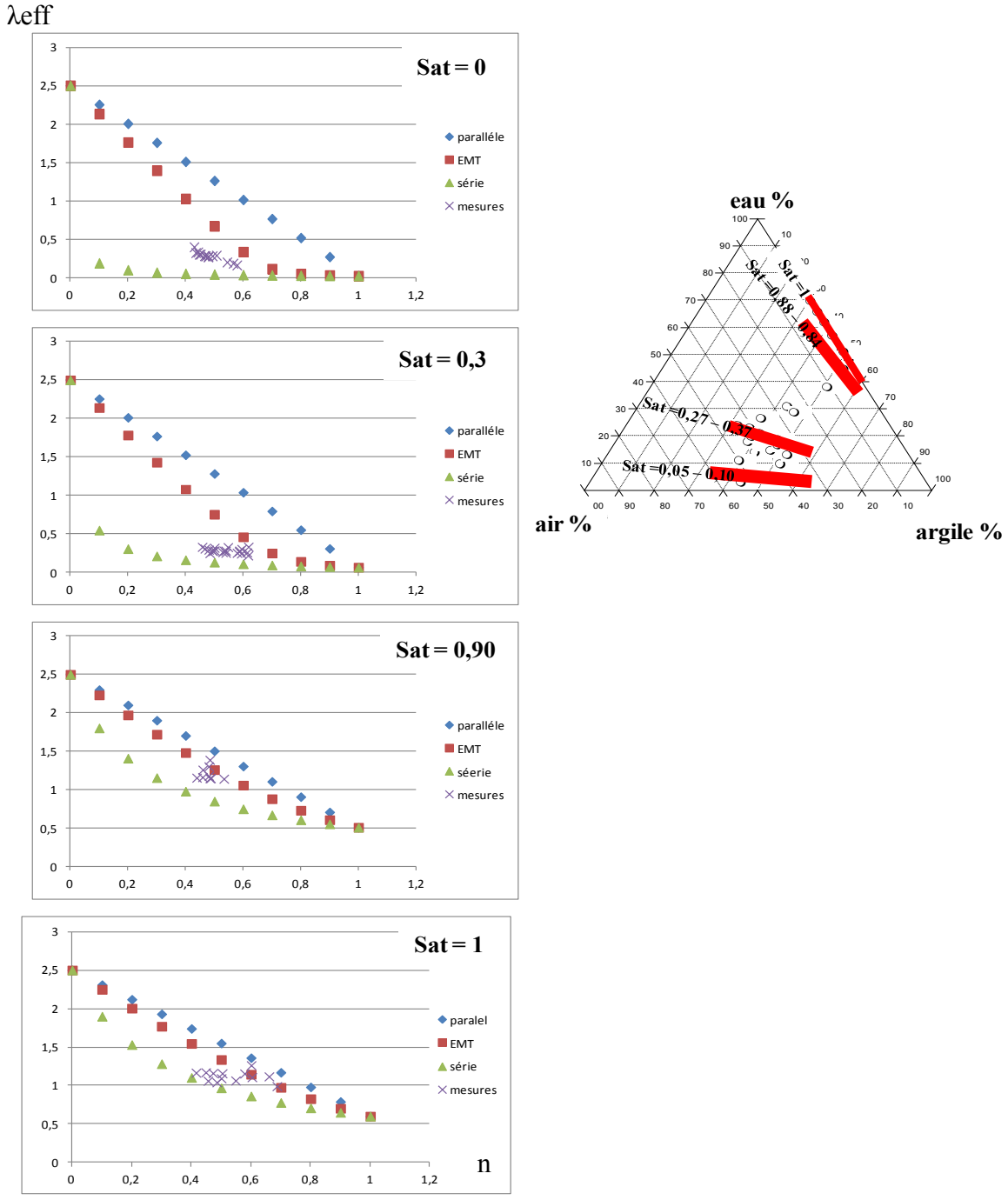


Figure VIII.9 : Evolution des conductivités thermiques en fonction de l'indice de saturation. Les domaines de λ mesurées, utilisés pour ces représentations à Sat = 0, 0,3, 0,9 et 1, sont indiqués dans le diagramme triangulaire eau-air-argile.

L'effet de la saturation et du remplacement progressif de l'air par l'eau dans la porosité agit :

- (1) sur la conductivité thermique du fluide,

- (2) sur la conductivité thermique de matrice.

Les domaines des λ_2 de matrices mesurées évoluent de 0,015 à 1,39 W/m.K^{-1} entre sat = 0 et sat=1 (Tableau VIII.2).

sat	0	0,1	0,30	0,90	1
λ liquide	0,02	0,027	0,069	0,43	0,6
λ matrice		0,15 - 0,39	0,22 - 0,33	1,15 - 1,30	0,99 - 1,26
λ série n=50%	0,040	0,054	0,133	0,854	0,968
λ EMT n=50%	0,667	0,682	0,756	1,263	1,336

Tableau VIII.2 : Récapitulatif des conductivités thermiques obtenues pour les indices de saturations 0 ; 0,1 ; 0,3 ; 0,9 et 1. n=porosité.

Ces valeurs sont cohérentes avec celles présentées par Brahic (2002) pour des limons sableux : 0,25 à 0,9 W/m.K^{-1} pour des états secs et saturés respectivement. Finalement l'ensemble permet de suggérer un domaine de conductivité thermique du Bri pour un état saturé c'est à dire coïncidant avec sa droite de retrait (Figure VIII.10). Cette évolution concerne la matrice argileuse à une échelle au maximum de quelques cm^3 soit celle des mottes inter-fracture. La dessiccation de la matrice augmente la densité du matériau par réarrangement des particules argileuses et, en conséquence, augmente également la conductivité thermique du milieu. A l'inverse la partie superficielle du sol qui subit ce phénomène de retrait est parcourue par le réseau de fracture de retrait qui augmente les interfaces matrice-air.

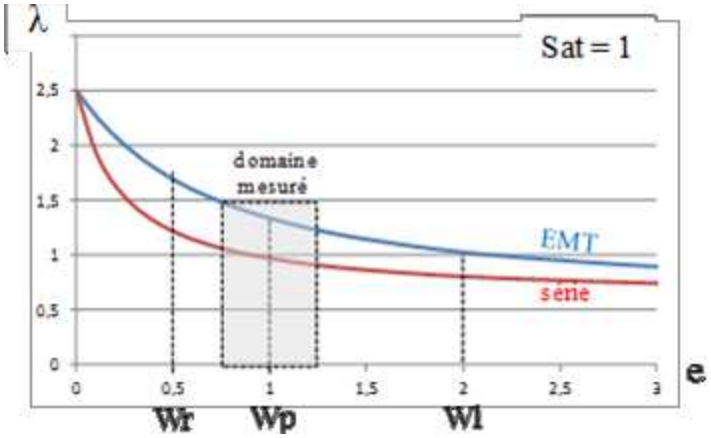


Figure VIII.10 : Domaine d'évolution de la conductivité thermique du Bri entre la courbe ETM et Série.

VIII.3. Les mesures de transferts thermiques *in situ*

VIII.3.1. Préparation des enregistreurs

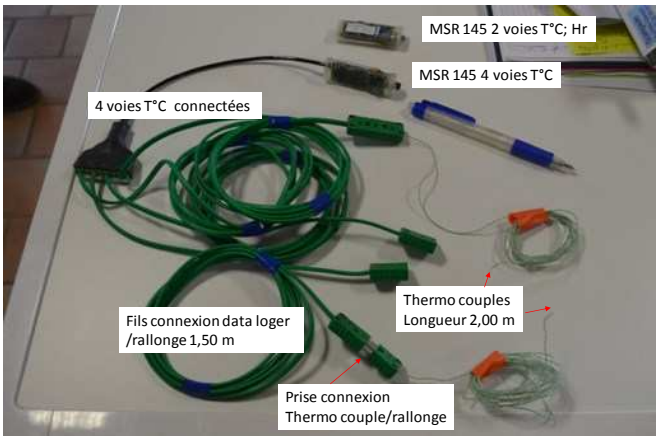
Les mesures de transfert thermiques ont été effectuées lors de la campagne 2015 en parallèle des suivis de profils de W et des profils tensiométriques dans les parcelles A7-10m et A7-20m

plantées en blé + féverole. Ces deux plantes se sont très bien développées dans ces deux parcelles. Le même suivi a également été effectué dans la parcelle A8 plantée en tournesol; en fait pour des problèmes techniques le tournesol ne s'est que très peu développé dans cette parcelle. Finalement les profils de températures permettent de comparer les transferts thermiques dans une parcelle cultivée avec une plantation parfaitement développée et une parcelle qui est restée nue au moins à l'emplacement de notre placette de mesure. D'autre part, le site A8 est drainé tous les 10m via des rigoles en surface, le niveau de nappe reste proche de la surface (60 cm).

Les suivis de température et d'hygrométrie de l'air ont été réalisés via des capteurs d'humidité relative et de température de type MSR 2 (T, Hr) placés à la surface du sol. Les températures du sol sont mesurées à 10, 20, 40 et 60 cm de profondeur par l'intermédiaire de thermocouples. A chaque profondeur un thermocouple est inséré. Les quatre thermocouples de chaque profil sont connectés à un enregistreur Testo 4voies (Figure VIII.11).



a



b

Figure VIII.11 : Dispositif complet équipant chaque placette A7-10m, A7-20m et A8. a - Thermo-hygro enregistreur de type MSR 2 (T, Hr), b- ensemble de 4 thermocouples connectés au même enregistreur (ici un MSR).

Les MSR 2 (T, Hr) ont été étalonnés à partir de suivis des couples température-humidité relative de l'air dans une enceinte climatisée à température et hygrométrie programmables. En fait les MSR 2 Voies se sont avérées très stables et précis. Entre 12 et 5°C les écarts types d'humidité relative restent inférieurs à 0,6% après stabilisation et les écarts types de température restent inférieurs à 0,15 °C. Chaque placette est équipée d'un MSR 2 voies de surface et de quatre thermocouples insérés dans le sol.

Chaque thermocouple connecté à un Testo (4 par TESTO) est étalonné par rapport au capteur Hygro-température MSR 2 voies associé. Les corrections ont été calculées pour chaque thermocouple. Elles sont représentées sous forme d'équations propres à chaque thermocouple. Ces équations sont récapitulées dans le tableau ci-dessous (Figure VIII.12; Tableau VIII.3).

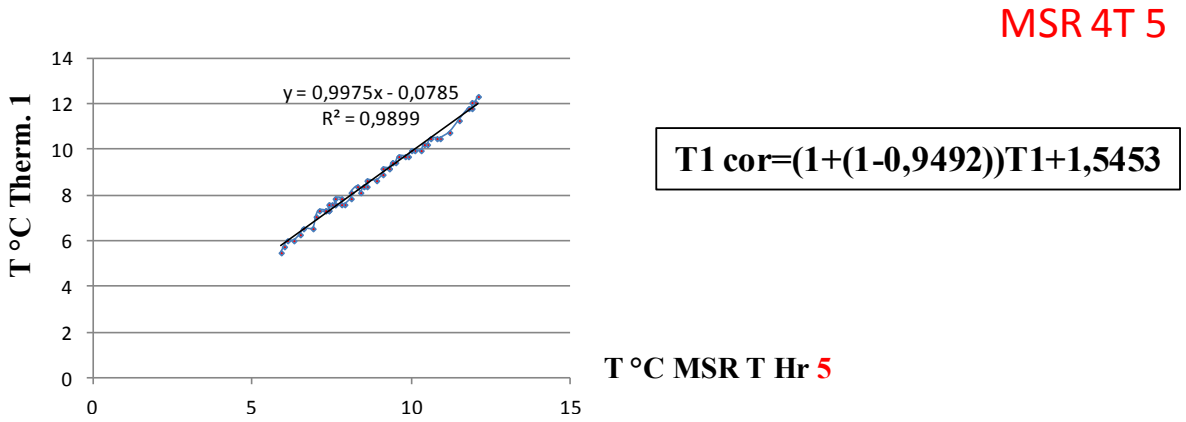


Figure VIII.12 : Exemple de représentation des corrélations entre températures mesurées par chaque thermocouple et celles mesurées par le MSR (T, Hr) correspondant. En ordonnée les températures mesurées par le thermocouple corrigées, en abscisse les températures mesurées par le MSR (T, Hr). L'équation encadrée est l'équation de correction des températures thermocouples. Les valeurs des coefficients de corrélation restent comprises entre 0,99 et 1,0.

Les mesures effectuées par le MSR et le Testo sont ensuite récupérées sont forme de données "MSR" et/ou Excel par le logiciel MSR 5.28.14.

	Parcelle A7-10m			
T° corrigé	T 10cm (°C)	T 20cm (°C)	T 40cm (°C)	T 60cm (°C)
équation correction T°	y =((1+(1-0,889))*T surface sol) - 0,7629	y = ((1+(1-0,7207))*T 20cm) - 1,3692	y =((1+(1-0,6427))*T 40cm) - 2,3691	y = ((1+(1-0,5545))*T 60cm) - 3,4186

	Parcelle A7-20m			
T° corrigé	T 10cm (°C)	T 20cm (°C)	T 40cm (°C)	T 60cm (°C)
équation correction T°	y = ((1+(1-0,8731))*T 10cm) - 0,5967	y =((1+(1-0,7406))*T 20cm) - 0,9564	y =((1-(1-0,5919))*T 40cm) - 2,0943	y =((1-(1-0,5669))*T 60cm) - 2,8209

	Parcelle A8			
T° corrigé	T 10cm (°C)	T 20cm (°C)	T 30cm (°C)	T 40cm (°C)
équation correction T°	y = ((1-(1-0,9326))*T 10cm) - 0,4333	y =((1-(1-0,7306))*T 20cm) - 1,271	y =((1-(1-0,6414))*T 40cm) - 1,9423	y =((1-(1-0,5568))*T 60cm) - 2,6778

Tableau VIII.3 : Récapitulatif des MSR-145 4 voies et MSR-145 2 voies utilisés. Chaque MSR 4 Voies est associé à un MSR 2 voies. Les acquisitions de températures de chacun des 4 thermocouples ont été calibrées par rapport aux mesures de T°C du MSR 2 voies associé. Chaque thermocouple est donc affecté d'une loi de corrélation (linéaire) qui permet de caler ses mesures de T°C sur celles du MSR 2 voies.

VIII.3.2. Comportement thermo-hydrique

Les enregistrements ont été effectués du 08/04/2015 au 07/07/2015. Par parcelle, les enregistrements comprennent température et hygrométrie de l'air mesurées à la surface du sol par le MSR 2 voies et 4 températures de sol mesurées via les thermocouples à 10, 20, 40 et 60cm de profondeur en A7-20m et A8, et 0 (surface), 20, 40 et 60 cm en A7-10m du fait du décrochement du premier thermocouple lors de la mise en place. Pour leur mise en place les thermocouples sont en effet scotchés sur un tube PVC qui est glissé dans un sondage tarière de 2cm de diamètre. L'intervalle de mesure est de cinq minutes.

Tous les enregistrements montrent systématiquement les cycles successifs jour - nuit. Pour plus de simplicité, les résultats discutés ici correspondent aux enregistrements compris entre le 10/04 et le 15/04/2015.

VIII.3.2.a. Températures et Hygrométrie de l'air à la surface du sol

A- Parcelle A7

Les courbes de températures et d'humidité relative de l'air sur la parcelle A7 suivent les mêmes cycles jour-nuit. (Figure VIII.13a, b). Néanmoins, si les courbes de température sont similaires avec celles de la parcelle A8, les courbes d'humidité de l'air se différencient. En effet, le matin (7h-9h) l'hygrométrie relative augmente davantage, pour ensuite chuter de la même manière que celle de la parcelle A8. Cette soudaine augmentation d'humidité dans l'air entre 7h et 9h s'accompagne de la rosée du matin qui s'accumule et se densifie sur les plans de fèveroles et de blé, qui à cette date (4 juin) mesurent plus d'1m20 de hauteur.

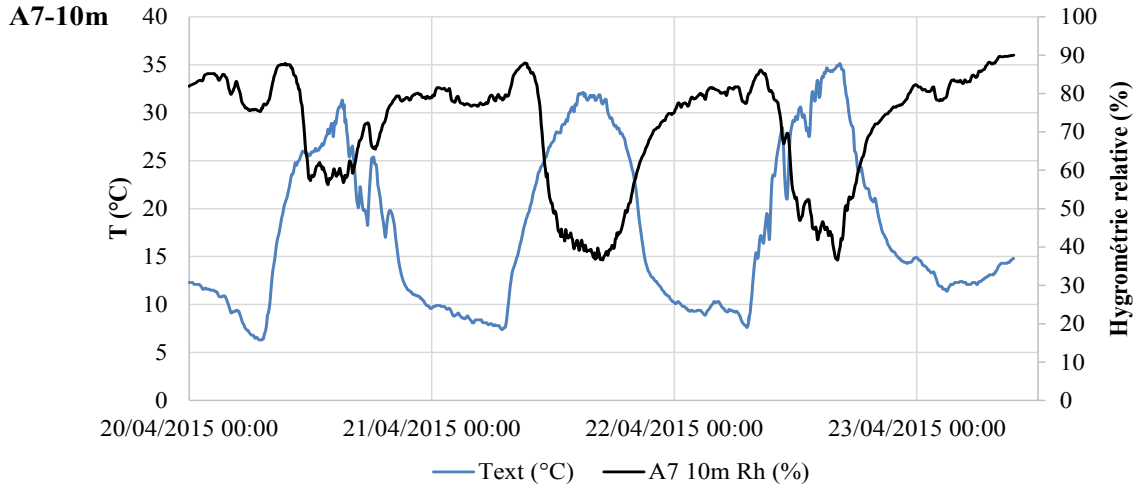


Figure VIII.13a : Cycles température / hygrométrie de l'air à la surface du sol en A7-10m du 10/04 au 15/04/2015.

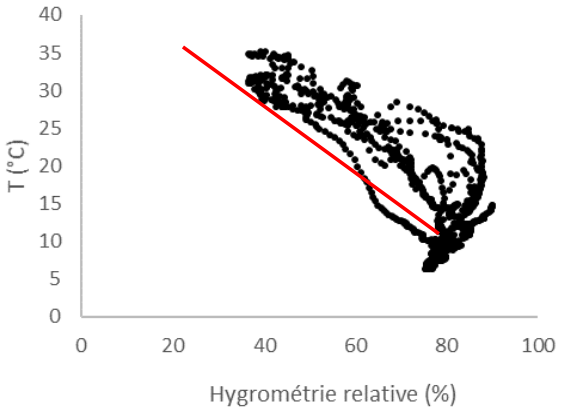


Figure VIII.13b : Relation non linéaire entre l'hygrométrie relative de l'air et la température observée au cours des cycles jours nuits en A7.

B- Parcelle A8

Les courbes de températures de l'air enregistrées par le MSR montrent clairement les oscillations jour - nuit avec une amplitude 7 - 35°C (Figure VIII.14).

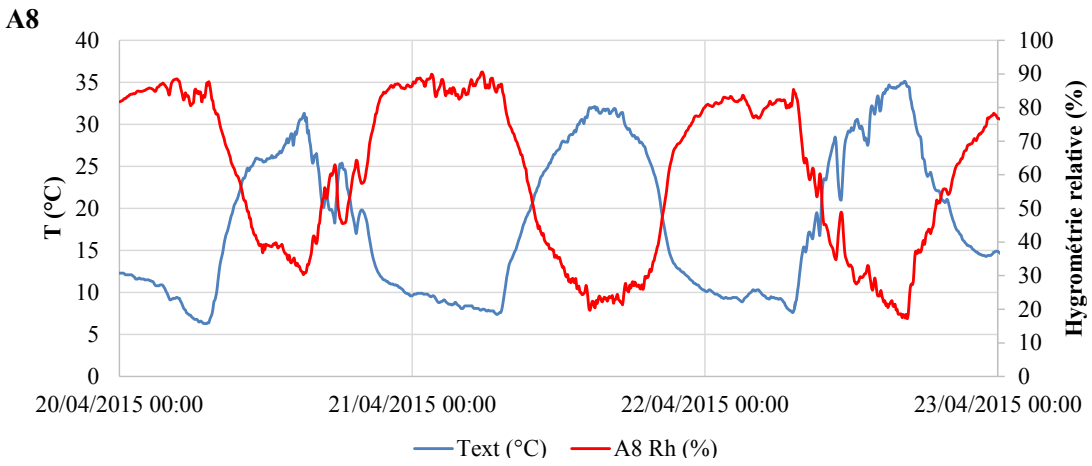


Figure VIII.14 : Cycles température / hygrométrie de l'air à la surface du sol en A8 du 10/04 au 15/04/2015.

Les courbes d'humidité relative de l'air suivent des cycles opposés (20% - 95%) : lorsqu'à 12h00 la température extérieure est à son maximum, l'humidité relative de la parcelle agricole est à son minimum. Conformément à la relation inverse température - hygrométrie de l'air, l'humidité relative de l'air sur la parcelle A8 est à son maximum lorsque la température extérieure est à son minimum (durant la nuit) mais dès que celle-ci augmente (le matin) l'hygrométrie relative chute de 90% (à 7h) à 20-25% à (14h) (Figure VIII.15).

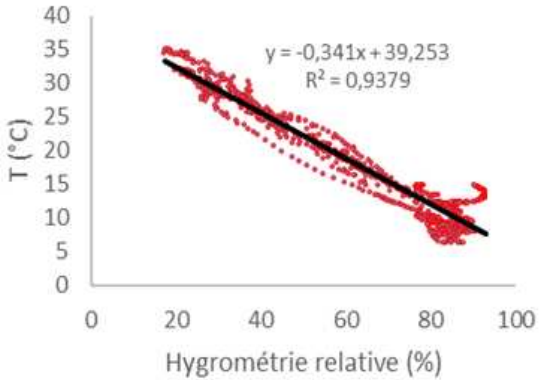


Figure VIII.15 : Relation linéaire inverse entre Hygrométrie relative et température de l'air en A8 observée au cours des cycles jour-nuit.

De fait, la relation linéaire température - hygrométrie de l'air n'est plus respectée dans cette parcelle qui n'est séparée de A8 que d'une centaine de mètres, donc soumise aux mêmes fluctuations climatiques. Les deux parcelles ne se différencient que par leurs systèmes de drainage et leurs cultures : en A7 (blé+féverole en pleine croissance) et en A8 (tournesol non pris).

VIII.3.2.b. Températures des sols et déphasages en fonction de la profondeur

A- Parcelle A7-10m

Le profil A7-10m se distingue des deux autres (A7-20m et A8) par le thermocouple 1 positionné à la surface du sol et le 2 à 20cm de profondeur. Les températures extérieures (mesurées à la surface du sol, thermocouple 1) caractérisent les cycles jour-nuit; elles présentent les plus fortes en amplitudes (7 - 35°C; Figure VIII.16). Les températures mesurées par le thermocouple 1 posé sur le sol montrent les mêmes amplitudes que les températures mesurées par le MSR 2voies. Les différences sont dues au lissage des température au sein du MSR (installé dans une boîte plastique avec le TESTO) et des oscillations très rapprochées du thermocouple vraisemblablement causées par l'impact discontinu du rayonnement à travers les feuillages. Le MSR est donc dans une ambiance plus protégée des intempéries (rosée comprise) et vraisemblablement avec une inertie de température. Le thermocouple est directement exposé aux intempéries et variations directes des températures de l'interface air-sol.

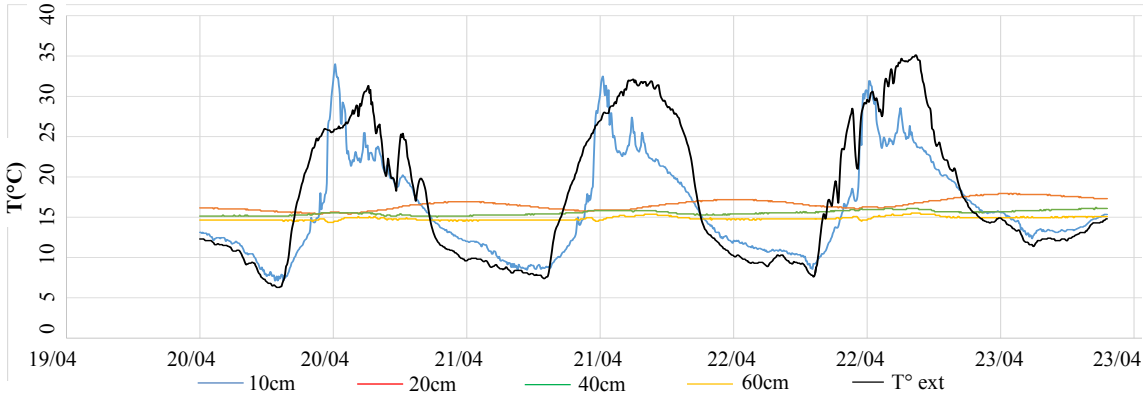


Figure VIII.16 : Cycles température du sol en A7-10m du 20/04 au 23/04/2015. Mesures en surface par le MSR (noir) et le thermocouple à 10 (bleu), à 20 (rouge), à 40 (vert) et 60 cm (jaune) de profondeur. T° ext = la température à l'extérieure.

Les températures enregistrées à 20, 40 et 60 cm montrent des oscillations très faibles. Les propriétés thermiques du sol amortissent les amplitudes de surface. Les propriétés thermiques du sol agissent également sur les écarts de températures moyennes: 17,69 °C via le MSR et 16 °C sur le sol via le thermocouple, 16,57°C, 15,54°C et 14,85°C à 20, 40 et 60 cm respectivement. De 20cm à 60 cm de profondeur, les températures et leurs amplitudes diminuent légèrement (4°C à 20 cm jusqu'à pratiquement 0°C à 60 cm). Les déphasages avec la température extérieure sont voisins de 7 h à 20 cm de profondeur, 20 h à 40 cm et plus de 24 h à 60 cm.

B- Parcelle A7-20m

En A7-20m tous les thermocouples sont insérés dans le sol à 10, 20, 40 et 60 cm de profondeur. La température extérieure mesurée par le MSR (dans sa protection plastique) est toujours la plus représentative des cycles jour-nuit avec des amplitudes élevées (7 - 35°C; Figure VIII.17). Les températures enregistrées à 10, 20, 40 et 60cm de profondeur montrent des oscillations très faibles qui correspondent à l'amortissement thermique du sol. Les propriétés thermiques du sol agissent également sur les températures moyennes: 17,69 °C via le MSR de surface, 15,94 °C à 10 cm, 16,81 °C à 20cm, 16,41 et 15,53 à 40 et 60 cm. La température moyenne à 10cm est plus faible que celles mesurées à 20 et 40 cm. Les températures à 10cm sont plus "impactées" par les périodes froides nocturnes.

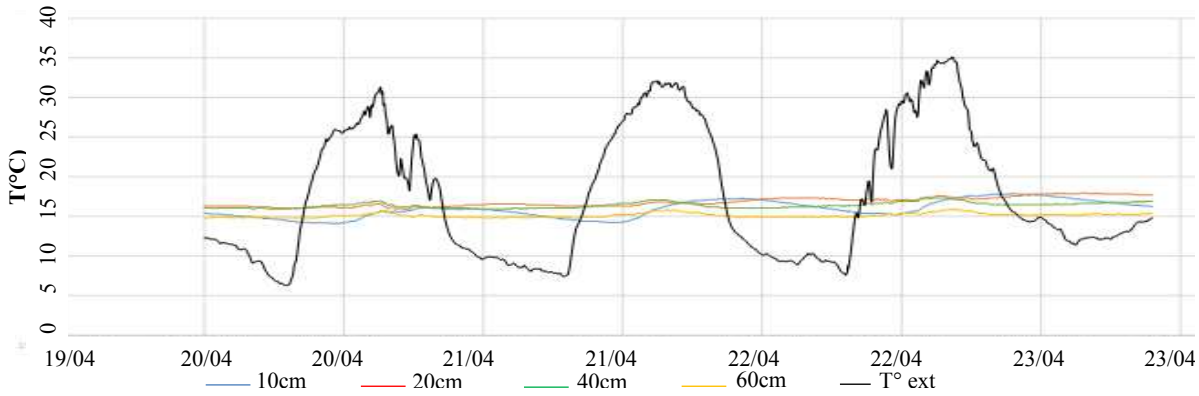


Figure VIII.17 : Cycles température du sol en A7-20m du 20/04 au 15/04/2015. Mesures en surface par le MSR (noir), à 10cm de profondeur par le thermocouple à 10 (bleu), à 20 (rouge), à 40 (vert) et 60 cm (jaune) de profondeur. T° ext = la température à l'extérieure.

L'amplitude des cycles de température diminue avec la profondeur: 4°C à 10 cm à pratiquement 0°C à 60cm pour des températures moyennes. Finalement la couche 20-40 cm accumule et conserve le plus de chaleur. Cette profondeur correspond à la semelle de labour (tassement) avec une densité généralement plus élevée. Les déphasages respectifs sont de 3h20 à 10 cm, 8h à 20cm, 24 h et plus de 24 h à 40 et 60cm pour des amortissements entre 15,5°C et 14°C.

C- Parcelle A8

La parcelle A8 est instrumentée comme A7-20m. La principale différence est la couverture végétale pratiquement inexistante. Les températures extérieures mesurées par le MSR sont

identiques avec une amplitude 7 - 35°C (Figure VIII.18). Par contre les températures enregistrées à 10, 20, 40 et 60 cm de profondeur montrent des oscillations plus importantes qu'en A7. Elles oscillent entre 14 et 20°C à 10 cm et 16 et 20°C à 20cm, soit des amplitudes comprises entre 6°C à 10 cm et 0°C à 60 cm. La couche superficielle subit le plus d'impact des périodes froides nocturnes. Elles correspondent à un amortissement thermique du sol plus faible. Les températures moyennes du sol sont plus élevées pour toujours: 17,69 °C en surface, 16,84 °C à 10 cm, 18,35 °C à 20cm, 17,74 et 17,08°C à 40 et 60cm. La couche 20-40 cm accumule et conserve toujours le plus de chaleur jusqu'à présenter une moyenne supérieure à la moyenne extérieure. Les déphasages respectifs sont de 4h40 à 10 cm, 9h à 20 cm, 23 h et plus de 24 h à 40 et 60 cm, pour des amortissements entre 15,5°C et 14°C.

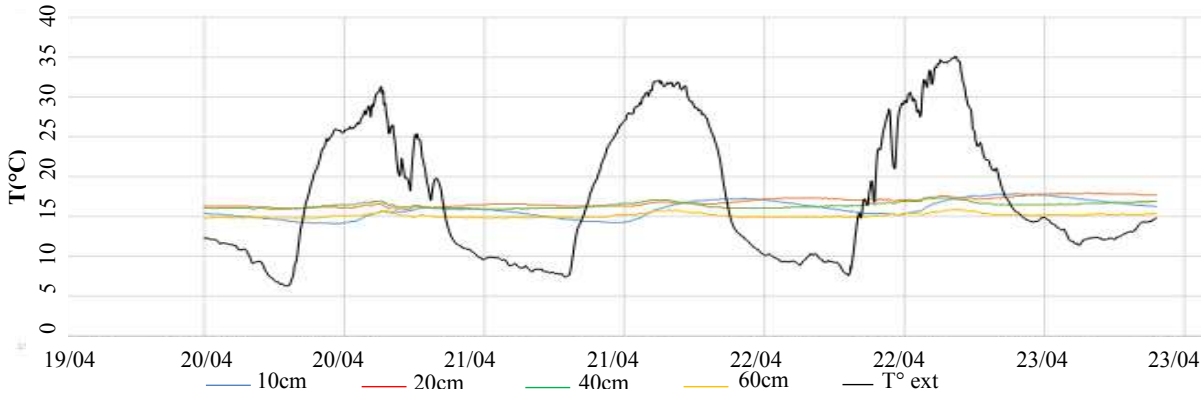


Figure VIII.18 : Cycles des températures mesurées en A8 du 20/04 au 15/04/2015. Mesures en surface par le MSR (noir), à 10cm de profondeur par le thermocouple à 10 (bleu), à 20 (rouge), à 40 (vert) et 60 cm (jaune) de profondeur. T° ext = la température à l'extérieure.

VIII.4. Discussion – Conclusion partielle

Les **cycles température - humidité relative** de l'air mesurés à la surface du sol différent entre la parcelle A7 avec des plantes bien développés et la parcelle A8 restée pratiquement nue. En A8, la linéarité "inverse" entre température et humidité relative est respectée (Figure VIII.19). En A7 le réchauffement au lever du jour s'accompagne d'une légère remontée de l'humidité relative jusqu'à environ 10h du matin (Figure VIII.20). Les plantes sont également recouvertes de rosée à cette heure-là.

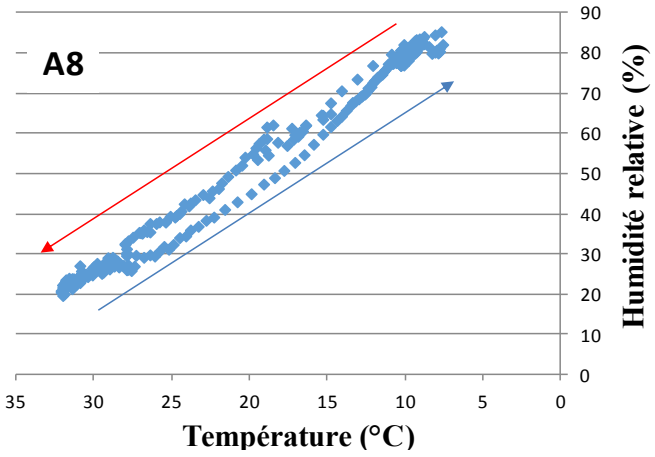


Figure VIII.19 : Cycle "linéaire" température - humidité relative caractéristique du sol nu en A8. Flèche rouge = montée en température de jour 7h à 15 h et diminution d'humidité relative associée; flèche bleue = baisse de température 15 h à 7h.

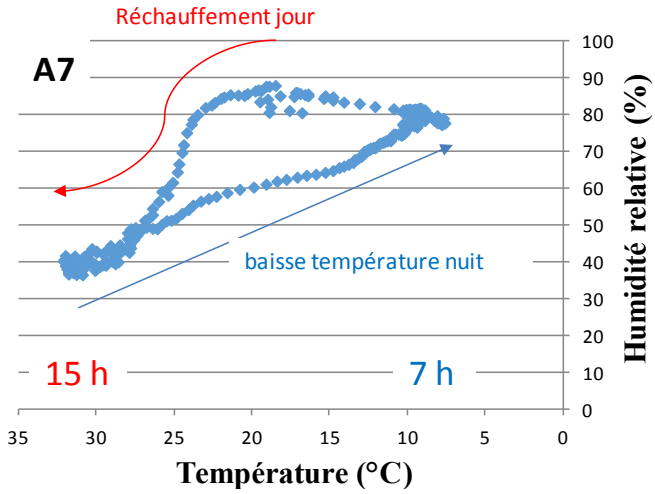


Figure VIII.20 : Cycle "non linéaire" température - humidité relative caractéristique du sol avec des plantes développés (A7). Flèche rouge = montée en température de jour 7h à 15 h et évolution d'humidité relative en deux temps; flèche bleue = baisse de température 15 h à 7h.

Les mêmes cycles représentés dans le diagramme de l'air humide montrent (Figure VIII.21) :
- la linéarité du phénomène en A8. Les cycles s'effectuent à humidité absolue constante (0,006 Kg d'eau par Kg d'air)
- la non linéarité des cycles en A7 avec des évolutions de l'humidité absolue de l'air. En humidité relative le cycle est caractérisé par une légère augmentation voire conservation de l'humidité relative en début de réchauffement matinal (7h - 10h). En humidité absolue, ce "palier" matinal se traduit par une augmentation de l'humidité (0,06 - 0,015 Kg d'eau par Kg d'air).

Même si les 100% d'humidité relative ne sont pas atteints, la condensation s'effectue sur les plantes. Ce phénomène d'augmentation d'humidité absolue doit être relié au phénomène d'évapotranspiration. Les stomates peuvent s'ouvrir ou se fermer en fonction de la rareté ou de l'abondance d'eau dans le milieu :

- Lorsque l'air est très sec (en été ou en milieu de journée), les cellules de garde ont tendance à se plaquer l'une contre l'autre. L'ostiole est fermé; l'eau ne peut plus sortir du végétal.
- Si, au contraire, l'air est humide, les cellules de garde gonflent du côté opposé à l'ostiole. Celui-ci s'ouvre et l'eau à l'état gazeux peut sortir du végétal.

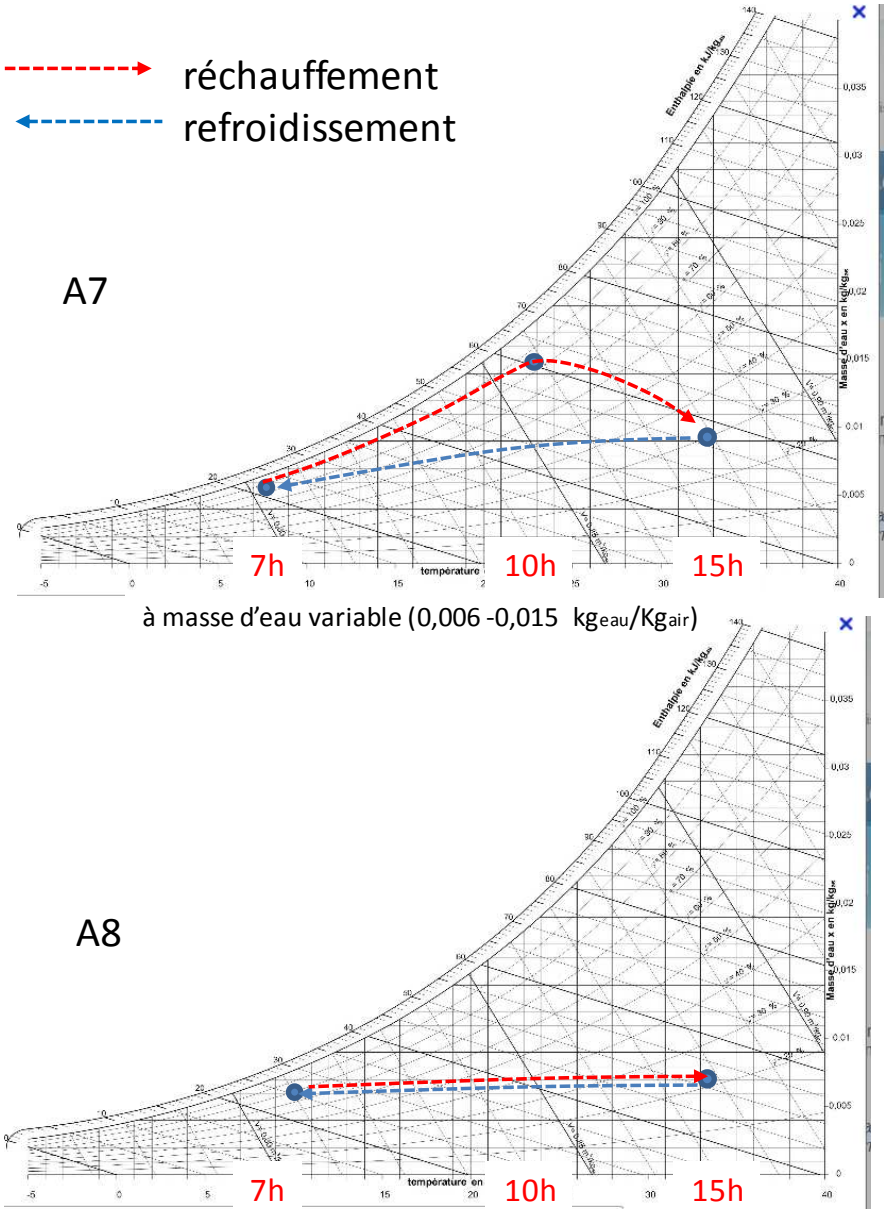


Figure VIII.21 : Evolution des couples température - humidité de l'air au niveau du sol dans la parcelle A7 avec végétation et dans la parcelle A8 sans végétation. Température en abscisse, humidité absolue en ordonnée et humidité relative sur les courbes.

En fait si l'instrumentation a été mise en place dans un objectif de suivre les gradients de température surface - profondeur dans le sol, elle permet de suivre les cycles d'évapotranspiration des plantes. Ce suivi de l'évapotranspiration en continu va permettre

d'orienter les rythmes de mesures tensiométriques. Pour l'instant les différences de pression tensiométriques journalières n'avaient été observés que localement et n'avaient été reliés quantitativement à aucun phénomène. A partir du suivi d'humidité de l'air et indirectement de l'évapotranspiration, les mécanismes d'interaction plante-sol vont pouvoir être complétées.

Du point de vue des **gradients de température** mesurés, la première observation est l'amortissement des cycles jour-nuit de l'air dès qu'on pénètre dans le sol. En surface les différences de températures sont voisine de 30°C à 10 cm de profondeur les différences sont déjà réduites à 4°C (en A7) ou 6°C (en A8). A 40 cm elles sont voisines de 1°C et difficiles à mesurer à 60cm (Tableau VIII.4). Les moyennes de températures sont les plus élevées dans la tranche 20 - 40 cm démontrant le stockage de chaleur par le sol. Pour des profondeurs plus importantes, l'apport de chaleur n'est pratiquement plus significatif.

	Parcelle A7-10m	**Parcelle A7-20m**	**Parcelle A8**
T° moyenne MSR extérieur	17,69 °C	17,69 °C	17,69 °C
T° moyenne Surface du sol	16,02 °C		
T° moyenne 10cm		15,94 °C	16,84 °C
T° moyenne 20cm	16,57 °C	16,81 °C	18,35 °C
T° moyenne 40cm	15,54 °C	16,41 °C	17,74 °C
T° moyenne 60cm	14,85 °C	15,13 °C	17,08 °C

Tableau VIII.4 : Récapitulatif des températures moyennes des trois parcelles en fonction de la profondeur du 20/04 au 23/04/2015.

Finalement, le premier objectif de l'instrumentation était de quantifier les réchauffements du sol par rapport aux éventuelles activités bactériennes et leur rôle dans la croissance des plantes. Les cycles de températures sont les plus marqués dans la couche de surface 0 - 10cm. Les pics de chaleurs sont les plus forts (en sous-sol) mais ils sont suivis par pics de baisse de température associés au refroidissement nocturne.

Les deux phénomènes de stockage de chaleur observé dans la tranche 20-40 cm et les déphasages par rapport aux nuits maintiennent les températures les plus élevées du sol pratiquement en continu. Ces transferts de température sont associés à la structure du sol et de sa teneur en eau. Il resterait à tester des prairies et des parcelles à textures plus humides. Dans cette optique les travaux sont déjà engagés pour mesurer les conductivités thermiques de ces sols argileux pour différents états de saturation.

Remarque sur les fluctuations journalières, hygrométrie de l'air et pression tensiométriques :

Si nos mesures de températures montrent des cycles relativement bien marqués à 10 et 20 cm avec des ΔT de 4 à 6°C à 10cm, elles ne traduisent que de très faibles variations de températures à 40cm et 60cm. Les déphasages entre température de surface et celle du sol sont voisins de 3 - 4h à 10 cm, 8 - 9 h à 20 cm et 24 h au-delà.

IX - DISCUSSION – CONCLUSION GENERALE

Ce travail a été orienté sur le suivi des évolutions de profils hydriques et de structure des sols des marais côtiers dans un objectif d'explication des relations plantes - sol. Ces sols développés sur des sédiments fluvio-marins, sont caractérisés par des profils hydriques qui ont, dans un premier temps été gouvernés par la localisation des parcelles en marais mouillé ou marais desséché et les modes de gestion hydraulique associés. Dans un second temps le développement des cultures céréalières a conduit au développement des systèmes de drainage. Les territoires sont ainsi essentiellement occupés par les cultures céréalières avec des enracinements profonds en parcelles drainées et par la prairie à enracinement superficiel en parcelle non drainée. Finalement, en fonction des différentes gestions hydriques et de la localisation des parcelles en marais mouillés ou desséchés, les différents types de végétation vont être potentiellement confrontés au stress hydrique et au stress salin. L'objectif du travail a donc été de suivre les évolutions des profils hydriques, salins et structuraux des sols dans une prairie non drainée et dans des parcelles drainées cultivées en céréales, sur le site expérimental de l'INRA à St Laurent de la Prée, pendant les saisons 2011 à 2015. Toutes les parcelles sont localisées sur le Bri, donc sur les mêmes sédiments initialement saturés par l'eau de mer puis localement par des eaux adoucies par les eaux continentales issues des coteaux environnants. Le travail s'inscrit dans la continuité des thèses de Bernard (2006) et Gallier (2011) qui ont essentiellement traité des évolutions structurales du Bri par rapport à des évolutions de profils hydriques et des problèmes de retrait sur l'ensemble du marais Poitevin, les relations microstructure propriétés mécaniques du Bri, les mécanismes d'évolutions des profils de $CE_{1/5}$ et de salinité dans les différents territoires drainés et non drainés.

Dans ces travaux précédents la courbe de retrait de la matrice argileuse a été utilisée comme outil de corrélation entre les profils hydriques et les propriétés hydro-mécaniques ; résistance pénétrométrique (Qd), cohésion (C), conductivité hydraulique (K). Les salinités de fluide associées aux profils hydriques ont été calculées à partir des mesures de $CE_{1/5}$ via l'équation de Montoroi (Montoroi, 1997 ; Gallier, 2011). Ces auteurs ont clairement montré les évolutions des profils de $CE_{1/5}$ gouvernées par les battements de nappe du Bri, l'épaisseur de la couche de surface ainsi lixiviée par les eaux de pluies et les apports d'eau douce via les coteaux adjacents aux parcelles (Gallier, 2011).

Finalement, les profils hydriques, de $CE_{1/5}$ et de salinité apparaissent gouvernés par la profondeur de la nappe et en conséquence par la microtopographie des territoires ou parcelles (Figure IX.1a, b; Radimy et al., 2013; Radimy et al., 2014).

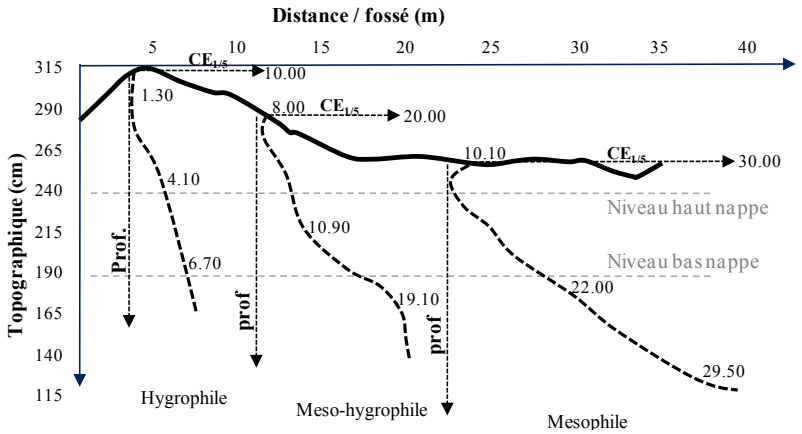


Figure IX.1a : Evolution des profils de $CE_{1/5}$ en fonction de la micro-topographie et du niveau de nappe en prairie (Radimy et al., 2013).

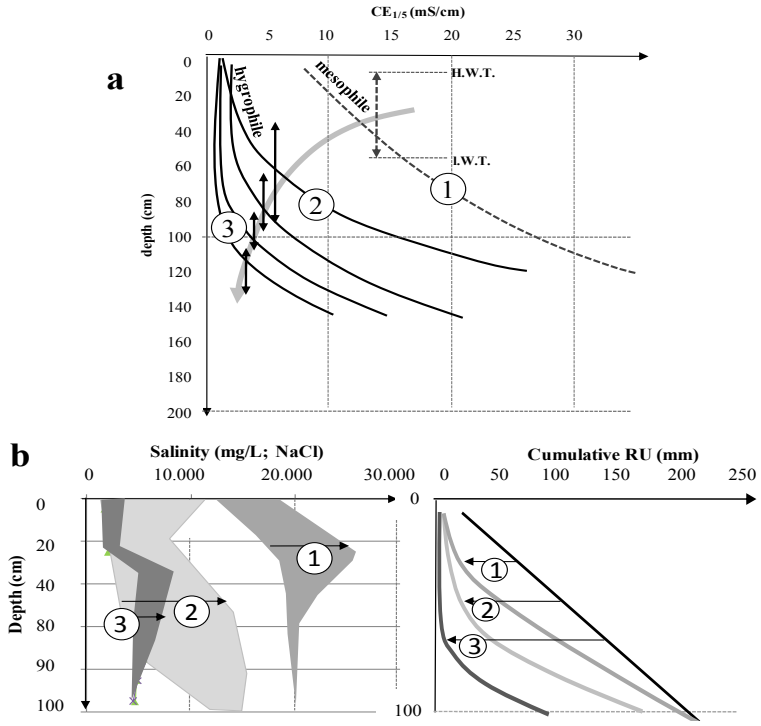


Figure IX.1b : Evolution générale des territoires conséquence de la gestion hydraulique (Radimy et al., 2014) :

a. Evolution des profils de $CE_{1/5}$
b. Evolution parallèle des profils de RUres et de salinité au cours de la saison.

1 = prairie non drainée
2= culture drainée alimentée en eau douce périphérique
3= culture drainée éloignée des coteaux.

Dans cette thèse, les résultats ont été présentés de manière chronologique par rapport aux campagnes d'investigation mais également par rapport aux avancées successives sur:

- les évolutions des profils hydriques
- les évolutions des profils tensiométriques

- les calculs des profils de RU
- la modélisation des profils de RU résiduelle
- les résultats préliminaires des transferts thermiques

Les **évolutions des profils hydriques** et leurs mécanismes ont été présentés à partir de la campagne 2011 et confirmés lors des campagnes suivantes. Un complément aux relations déjà établies a été apporté dans le chapitre "Résultats préliminaires : courbe de retrait - compaction - chemins d'états". Le travail concerne toujours la matrice argileuse. Cette partie montre la superposition entre la courbe de retrait de la matrice et la courbe de compaction Proctor pour un indice de saturation Sat = 100%. Cette superposition permet de localiser, en plus de Wr, Wp, Wl la limite de saturation W=27% suit le point d'entrée d'air (Figure IX.2). La continuité de la partie sèche vers la partie la plus humide peut être divisée en quatre domaines. Le domaine solide non saturé (1) qui n'est pratiquement jamais observé *in situ*. Les trois autres domaines 2, 3 et 4 correspondent à la superposition des différents niveaux solides à plastique observés dans le Bri, conformément aux profils hydriques.

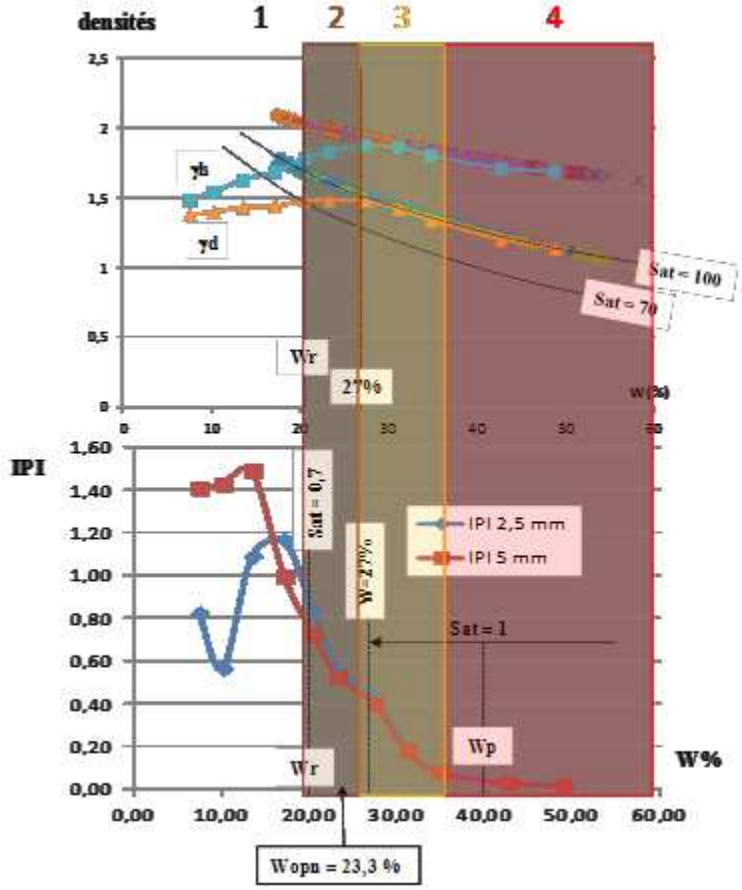


Figure IX.2 : Superposition courbe de retrait / pente humide courbe Proctor et correspondance avec les Indices de Portance Immédiat (IPI). Le domaine 1 (état solide - non saturé W < Wr) très résistant sec risque de se réhydrater rapidement du fait de sa porosité résiduelle et deviendra très déformable. C'est un domaine pratiquement jamais rencontré *in situ* car en dessous de la limite de retrait (W=20%). Le domaine 2, état solide non saturé, W >Wr, présente l'état le plus "sec" rencontré en surface. A l'optimum Proctor (W= 27%) c'est vraisemblablement l'état le plus résistant et le plus stable. Le domaine 3, sous-jacent, solide saturé est un état "stable" du fait de sa très faible perméabilité. Par contre de par cette faible

perméabilité il bloque l'infiltration des eaux de pluie qui restent souvent stockées en surface et qui réhydratent le domaine 2. Ce dernier réhydraté est alors facilement compressible et compactable. L'effet de charge des engins et/ou de piétinement du bétail l'amène à un état consolidé à l'optimum Proctor. Le domaine 4, plastique saturé très humide, correspond à la partie inférieure du Bri peu affectée par la météorologie.

Ces évolutions verticales de structure s'observent dans toutes les parcelles. Les différences apparaissent essentiellement sur l'épaisseur du domaine solide, en fonction du niveau de nappe, donc de la présence ou non de drainage; soit entre parcelle non drainée (prairie) et parcelle drainée (cultivée en céréale) (Figure IX.3)

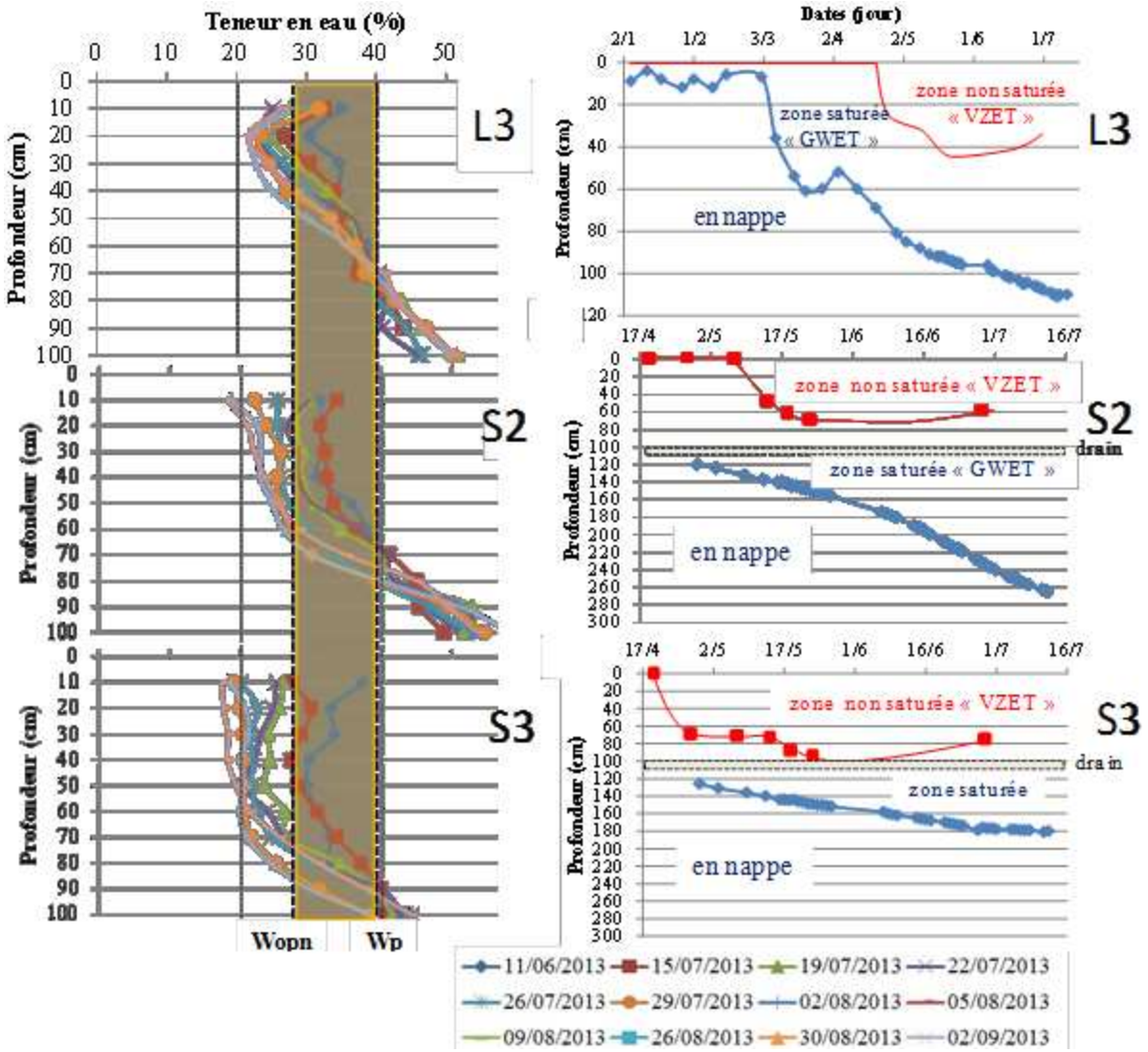


Figure IX.3 : Evolutions des profils hydriques entre parcelle non drainée (prairie L3) et parcelle drainée (S2, S3) (année 2011). La répartition verticale entre les domaines 2 (solide non saturé), 3 (solide saturé) et 4 (plastique saturé) est gouvernée par le drainage, et les évolutions des niveaux de nappe. Elle détermine le niveau entre zone saturée - zone non saturée. VZET = vadose zone évapotranspiration, GWET = groundwater évapotranspiration.

Entre les placettes S2 et S3, les différences ne sont pas cohérentes avec de simples variations de battements de nappe. La limite de Wp est atteinte 20 à 30 cm plus profond en S3 qu'en S2 alors que la nappe descend plus profond en S2.
De toute évidence la forme des profils hydriques est gouvernée par la compétition entre le front de dessiccation issu de la surface et les remontées capillaires issues de la nappe. La hauteur de remontée capillaire est gouvernée par la profondeur de la nappe et le potentiel matriciel, soit par la texture du matériau et par le "taux" de remontée par jour. Dans le cas du Bri limono-argileux les hauteurs de remontée capillaires atteignaient 90 cm pour un taux de remonté de 5mm/jour et 2,70 m pour un taux de remonté de 0,4mm/jour (Schmidhalter et Oertli, 1989). En prairie les formes des profils de dessiccation s'incurvent (ré-augmentation de W) à 20 cm de profondeur.

Pour une frange capillaire qui doit remonter jusqu'à la surface, la limite zone saturée-zone non saturée évolue entre 50 et 70 cm d'avril en juillet pour une profondeur de nappe de 60 à 110 cm de profondeur.
En S2 et S3, aux mêmes périodes l'épaisseur de la frange capillaire saturée peut atteindre 1,90m ou 1,00m respectivement pour des conditions météorologiques identiques. L'épaisseur relative des franges capillaires saturées et non saturées sont donc également largement dépendantes de la profondeur de la nappe et à la topographie. Néanmoins l'épaisseur de la frange capillaire non saturée est directement liée à l'intensité de la dessiccation de surface et aux conditions météorologiques (ETP-ETM).

De la même manière que les profils hydriques, les profils de $CE_{1/5}$ et de salinité associés évoluent clairement au cours de la saison sèche en fonction du type de culture, de l'absence ou non de drainage et de l'apport latéral ou non d'eau douce, autrement dit de l'éloignement du coteau. En fait les profils de $CE_{1/5}$ évoluent similairement aux profils de W : accroissement de la surface vers la profondeur. Cela correspond bien à une lixiviation à partir de la surface, essentiellement gouvernée par l'épaisseur de la frange capillaire non saturé (Figure IX.4).

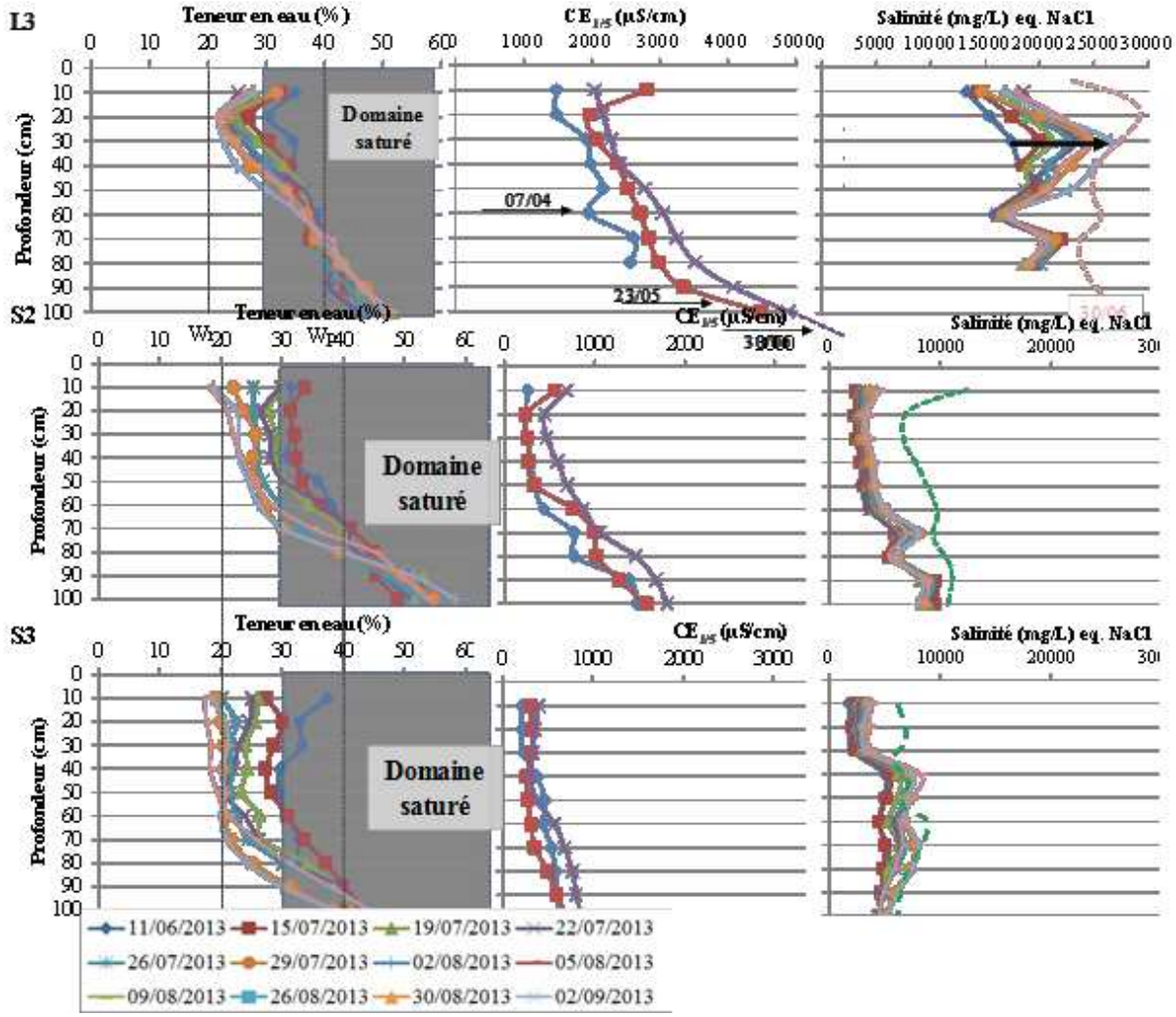


Figure IX.4 : Evolution des profils hydriques, des profils de $CE_{1/5}$ et de salinités calculées en 2011, en L3, S2 et S3.

En prairie, les profils de salinités calculés (à partir du profil de $CE_{1/5}$ initial) montrent bien l'impact de la descente du front de dessiccation et désaturation : la chute des teneurs en eau en surface accroit parallèlement les salinités. Par contre le profil de $CE_{1/5}$ mesuré le 30/06 montre une augmentation des valeurs de salinité. L'impact des remontées capillaires est limité par la profondeur de nappe.

Les **évolutions des profils tensiométriques** ont toujours été mesurées aux profondeurs 30, 60 et 90 cm (ou 40, 60, 80 cm) de profondeur sur toutes les parcelles prairies, Salgues, A7 et E2. A ces niveaux, les évolutions des pressions de succions dans le temps témoignent des évolutions de structure du Bri face à l'approfondissement des fronts de dessiccation à travers la frange capillaire. Les acquisitions de pressions de succion permettent également de visualiser les gradients de pression entre les niveaux et d'estimer le sens des apports hydriques, descendants (eau de pluie) et/ou ascendant (remontées capillaires).

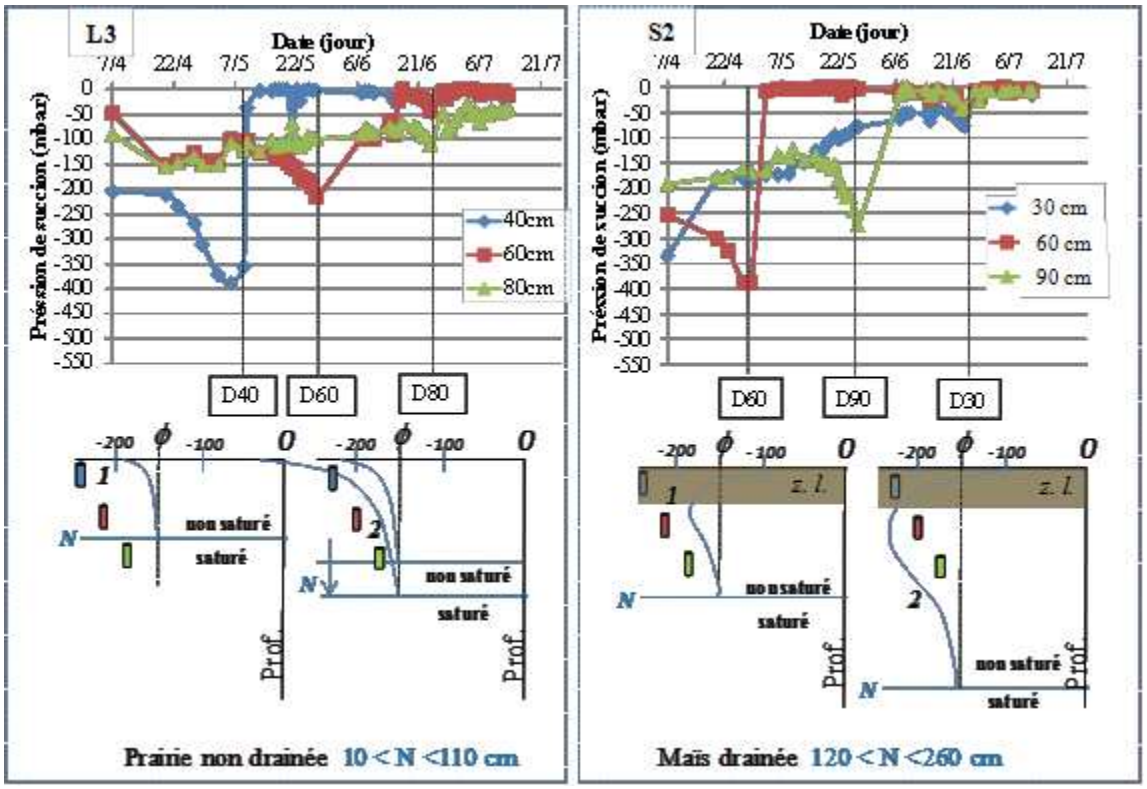


Figure IX.5 : Récapitulatif des évolutions de pression de succion en parcelle non drainée (prairie L3) et parcelle drainée (S2, maïs).

En prairie en début de saison (1) l'épaisseur du front de dessiccation est réduite et reste proche de la surface, du fait du niveau haut de la nappe. Les pressions de succions augmentent rapidement à 40 cm jusqu'au désamorçage de la bougie poreuse. Le gradient de pression 60 - 30 cm est positif suggérant une alimentation ascendante via les remontées capillaires cohérente avec le niveau de nappe. Le gradient de pression entre 80 et 60 cm sont pratiquement nul du fait des pressions faibles et similaires mesurées à ces profondeurs. En fin de saison (2), la pression de succion augmente à 60 cm du fait de la descente du niveau de nappe, la bougie poreuse à 80 cm reste encore proche du niveau de nappe et indique de faibles pressions. Le gradient 80-60 cm est positif encore en accord avec une alimentation ascendante par les remontées capillaires.

En culture drainées (S2), le mécanisme est décalé par rapport à la prairie. Les différences sont dues à la profondeur de la nappe et à la structure de surface due au labour. Le niveau de la nappe bas (drainage) induit une augmentation progressive des pressions avec la profondeur jusqu'aux désamorçages successifs des bougies poreuses implantées à 60 et 90 cm. Le gradient de pression 90-60 cm positif reste toujours cohérent avec une alimentation ascendante via les remontées capillaires. En surface, les pressions de succions mesurées continuent à diminuer dans le temps malgré la dessiccation de surface. Le phénomène suggère une structuration particulière du sol en surface dans la zone de labour (méso fracturation et prismatique). Le gradient 60-30 cm négatif suggère une alimentation descendante.

De manière générale les pressions de succion mesurées restent toujours nettement inférieures aux limites théoriques des bougies poreuses. Le désamorçage précoce des tensiomètres a été

associé aux fortes propriétés de retrait du Bri qui induisent la formation et la propagation des fractures de retrait jusqu'aux bougies limitant le contact entre les bougies poreuses et la matrice argileuse. Les désamorçages ainsi décalées en pressions avec la profondeur ont été corrélés à la résistance mécanique (traction, cohésion) de la matrice argileuse (Figure IX.6).

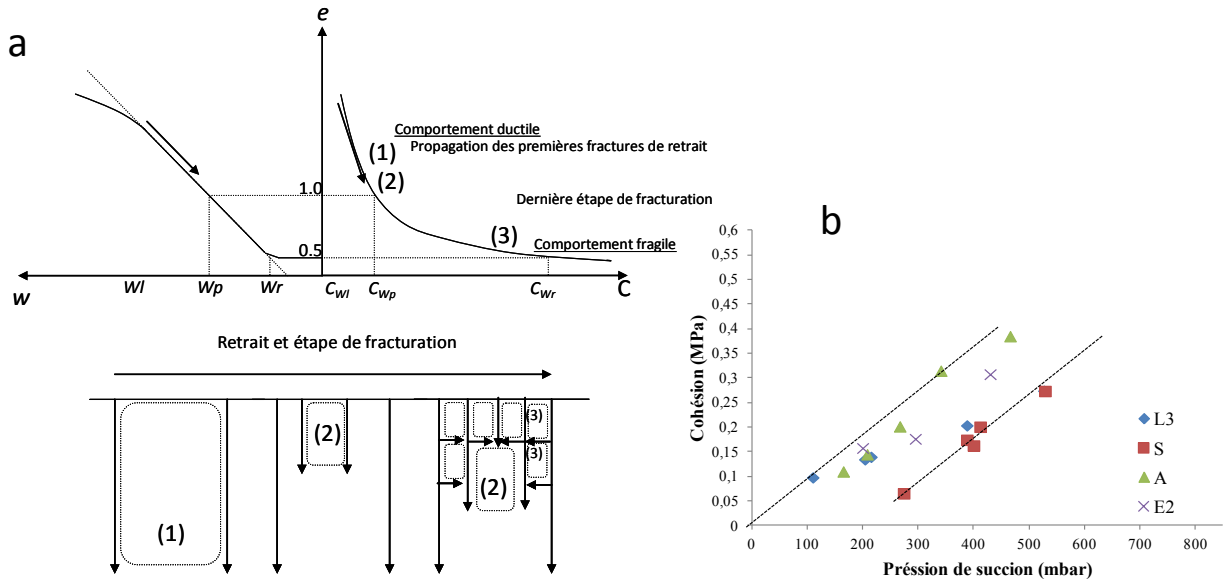


Figure IX.6 : a- Relation entre le mécanisme de propagation des fractures de retrait en parallèle avec le profil de teneur en eau (W) et le profil de cohésion (C) et b- relation pression de désamorçage des bougies poreuses et de la cohésion de la matrice argileuse.

Les calculs et modélisation des profils de RU à partir des profils de teneur en eau

Les réserves utiles (RU) des sols sont généralement calculées en prenant en compte les caractéristiques texturales et minéralogiques des sols et les données météorologiques, pluviométrie, ETP et/ou ETM. Les calculs basés sur la différence entre la capacité au champ et le point de flétrissement sont caractéristiques d'une texture et d'une structure du sol, généralement considérée homogène dans chaque horizon pour lequel le calcul est effectué. Les valeurs de RU ainsi calculées sont traduites par une valeur de hauteur d'eau utile en mm (pour un mètre d'épaisseur). Dans les cas des sols étudiés sur les sédiments fluvio-marins (Bri) de texture homogène sur une épaisseur pouvant être de plusieurs mètres, les profils sont rectilignes de pente RU. Le problème de ces profils est une représentation globale qui ne traduit pas la forme des profils hydriques du sol.

D'autre part dans ces territoires de marais à fort potentiel de retrait, ils ne tiennent pas compte de l'évolution structurale de la continuité sédiment - sol et des évolutions de structures associées à la progression du front de dessiccation.

Des profils de RU résiduelle (réserve utile disponible pour la plante), qui traduisent les variations verticales en accord avec les profils hydriques, pourraient être estimés à partir des mesures de pressions de succion à différentes profondeurs. Dans les sols argileux étudiés particulièrement sensibles au retrait, les désamorçages successifs des bougies poreuses ne permettent pas l'obtention d'une base de calcul complète et fiable pour ce type de calcul.

Dans ces conditions les profils de RU résiduelles ont été calculés à partir des profils de teneur en eau via l'équation (Figure IX.7):

$$\text{RUres (n/D)} = \sum_{1}^{n} h\ \gamma ap\ (W_{i,j} - Wr)\ 10$$

avec n le nombre de couches de 10 cm (profondeur), γap la densité apparente, h la profondeur, Wi,j la teneur en eau mesurée à la profondeur i le jour j, Wr la limite de retrait assimilée à la teneur en eau au point de flétrissement.

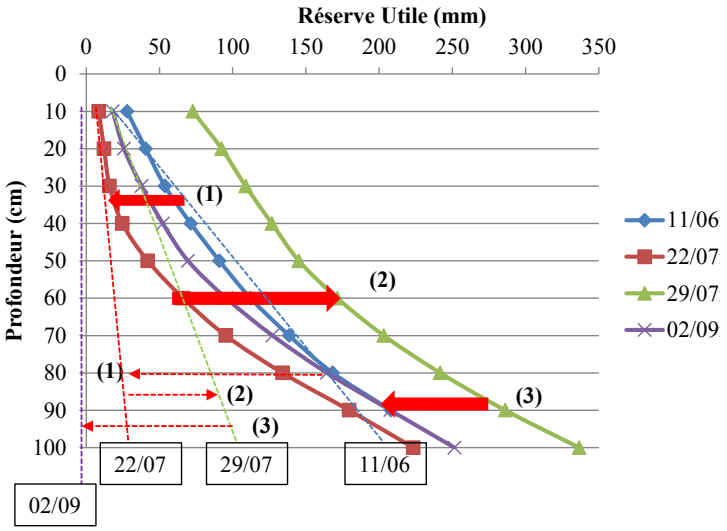


Figure IX.7 : Récapitulatif des évolutions des profils de RUres cohérents avec les évolutions météorologiques (1) épisode de dessiccation, (2) épisode pluvieux, (3) dessiccation finale et des profils de teneurs en eau mesurés. Par comparaison les profils de RU simples et rectilignes sont représentés en pointillés.

Ces profils de RUres, de par leur mode de calcul à partir des profils de W restent cohérents avec le évolutions des profils de W mesurés quels que soient les sites étudiés, drainés et non drainés.

Dans un deuxième temps ces profils de RUres ont été calculés et modélisés sous formes d'équation du second degré de type RU = A'prof^2 + B'prof + C'. Les modélisations ont été tentées en considérant un paramètre facilement mesurable en surface (la teneur en eau mesurée à 10cm de profondeur). Elles sont satisfaisantes en prairie (Figure IX.8).

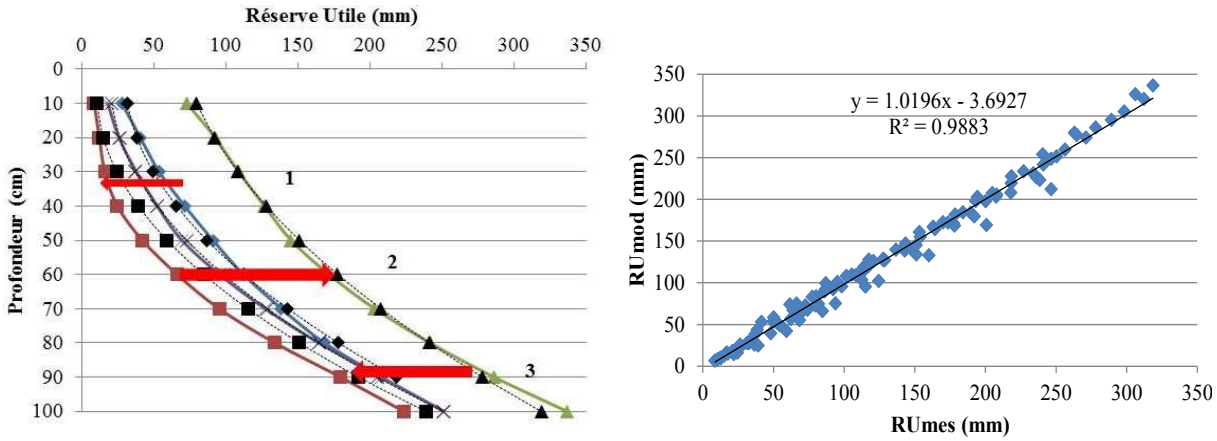


Figure IX.8 : Cohérence entre les profils de RUres modélisés avec la teneur en eau à 10cm et les profils calculés le long des profils mesurés de W.

Les mêmes profils, pour être modélisés de manière réaliste, sur les parcelles drainées et pour les différentes saisons et cultures nécessitent quelques réajustement des variables A', B' et/ou C' en fonction des décalages modèle initial - profil RUres calculés sur les profils de W. Ces paramètres A', B' et C' agissent respectivement sur la forme des profils par rapport à l'influence de l'avancée du front de dessiccation, aux épisodes de pluie sur la translation des profils et la quantité d'eau stockée dans le sol.

Confrontés aux profils de $CE_{1/5}$ et de salinité associés, ces modélisations des profils de RUres permettent d'approcher une modélisation du stress hydrique et du stress salin pour les différents territoires, drainés et non drainés, en fonction des différentes couvertures végétales (Figure IX.9). L'ensemble peut être utilisé comme un outil prédictif du point de vue rendement de culture et prairie mais également du point de vue pédodiversité.

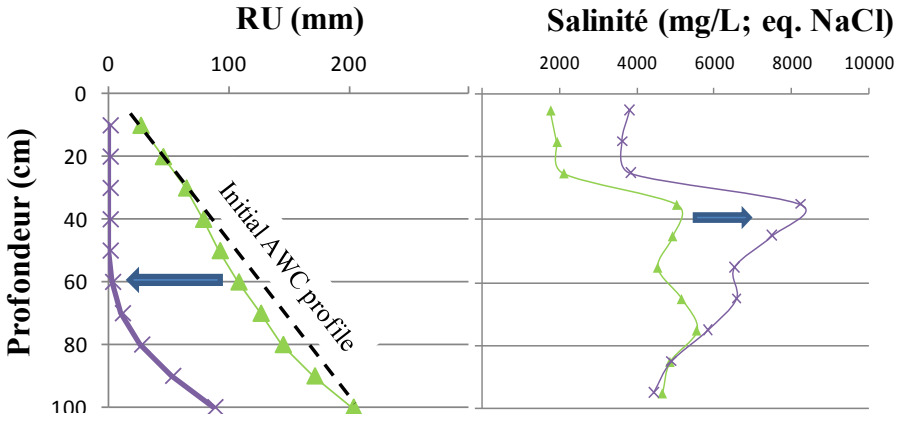


Figure IX.9 : Modélisation des profils de RUres et de salinité associés.

En conclusion, même si Gallier (2011) avait présenté une relation entre profils de $CE_{1/5}$ et les rendements de culture obtenue à partir du suivi effectué en 2010 sur la parcelle Salgues (en blé), le présent travail a été plus orienté sur les relations plante-sol du point de vue stress hydrique et stress salin et en intégrant les évolutions des profils de Réserve Utile résiduelle en cours de saison et les profils de pressions de succion. Les évolutions des profils hydriques et de salinité mettent en évidence la compétition entre front de dessiccation et la remontée

capillaire. Les évolutions de pressions de succion et le comportement des bougies poreuses sont abordés en prenant en compte l'aspect d'évolution structurale du Bri et les relations courbe de retrait- cohésion déjà établies. Les calculs des profils de RU résiduelle permettent de bien visualiser l'impact du couple antagoniste front descendant de dessiccation-front ascendant de remontée capillaire et finalement de proposer une méthode de modélisation de ces profils de RU réaliste face au potentiel résiduel des sols en cours de saison.

Relation développement physiologique du maïs - profil structural du sol

Les chapitres précédents ont montré les évolutions des profils structuraux des sols au cours des saisons en prairie et en culture céréalière. Les profils pris en comptes ont été mesurés pour les teneurs en eau, les $CE_{1/5}$ et les pressions de succion, ils ont été calculés pour les RU_{ETP}, RU_{ETM}, puis calculés et modélisés pour les RUres. En fait ils s'appliquent au problème du stress hydrique et du stress salin par rapport à la croissance des plantes (Figure IX.10). Si les évolutions de ces différents profils ont été discutées et expliquées par rapport aux évolutions structurales du Bri, elles n'ont pas été directement reliées au développement physiologique de la plante.

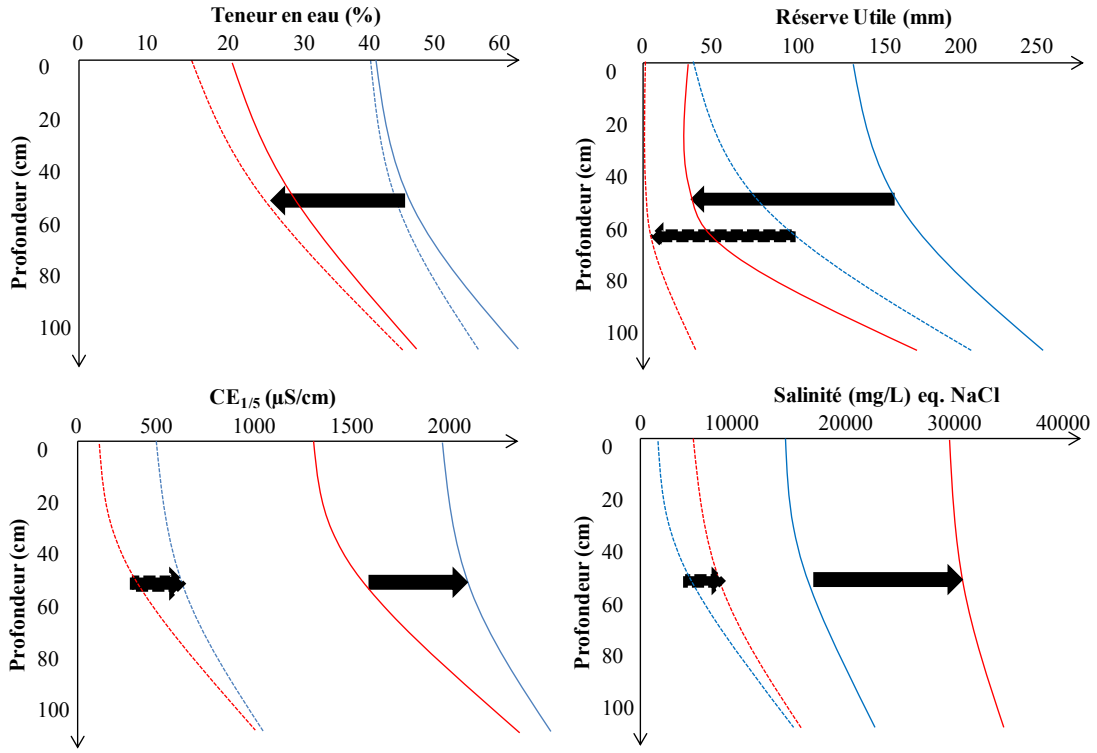


Figure IX.10 : Représentation schématique du fonctionnement "hydrodynamique" du Bri des marais de Rochefort (site INRA). En bleu = début printemps, en rouge = fin été. Les courbes continues représentent les données sur la parcelle en prairie, et les courbes en pointillé représentent les données en parcelle cultivée drainée. Les flèches indiquent le sens des variations entre printemps et été.

Le drainage agit directement sur les profils par la baisse du niveau de nappe et la lixiviation de surface : fortes teneurs en eau et profils de RU conservés en prairie, dessiccation

importante en parcelles drainées et front de dessiccation particulièrement marqué sur les profils de RUres. Du point de vue des profils pédologique, la première conséquence est la présence de sols aux caractéristiques d'hydromorphie plus accentuées en prairie (tâches de rouille importantes). Cela s'explique par le battement de la nappe près de la surface en l'absence du drainage.

En parallèle des acquisitions précédentes le développement physiologique du maïs a été suivi en 2013 dans la parcelle A7. Les paramètres mesurés ont été (Figure IX.11, IX.12) :

- le nombre de feuilles totales (FT), feuilles ligulées (FL), puis de feuilles séchées (FS)
- la masse totale de matière sèche.

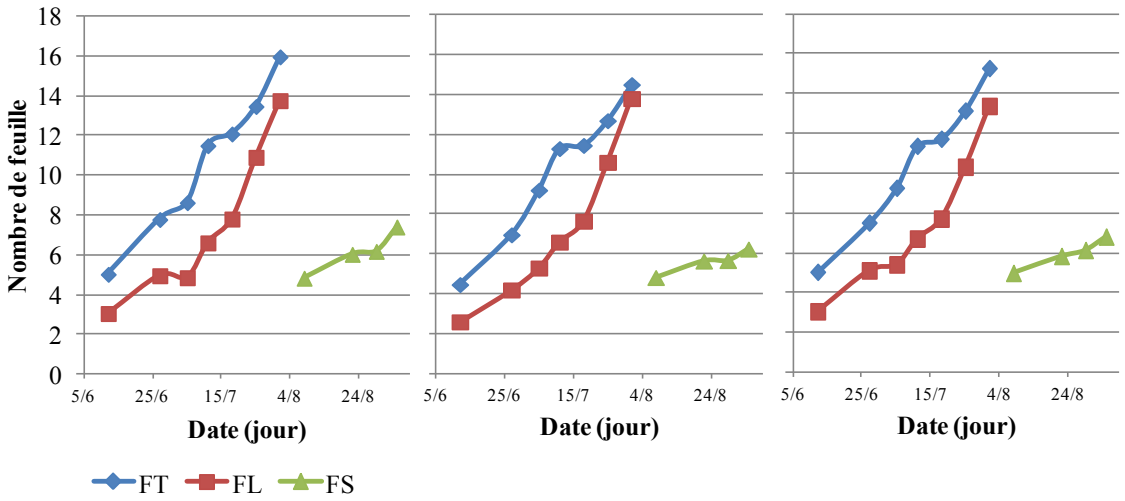


Figure IX.11 : Suivi du développement physiologique du maïs sur les parcelles cultivée A7-10mF, A7-10mSF et A7-20mSF en 2013. FT le nombre de feuilles totales, FL le nombre de feuilles ligulées, FS le nombre de feuilles sèches

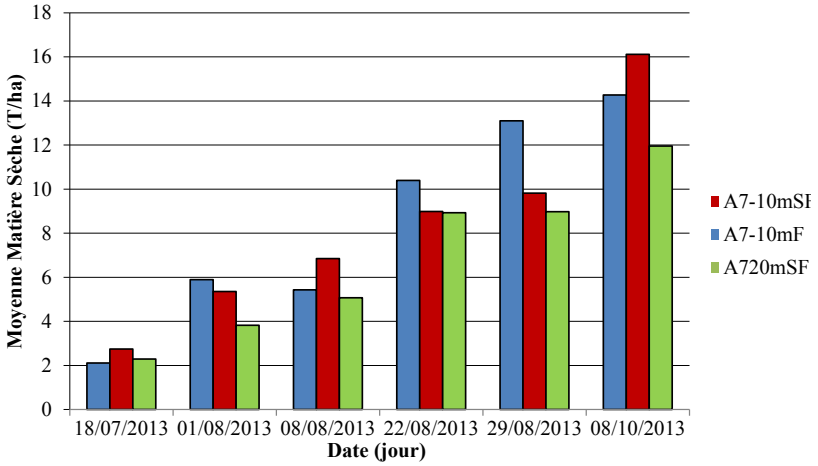


Figure IX.12 : Evolution de poids de matière sèche (T/ha) en A7-10mF (rouge), A7-10mSF (bleu) et A7-20mSF (vert) en 2013.

Le nombre de feuilles totales et ligulées augmente progressivement jusqu'au début août. Les premières feuilles sèches ont été observées à partir du 08 août. Le poids de matière sèche évolue de la même manière (Figure IX.13, IX.14).

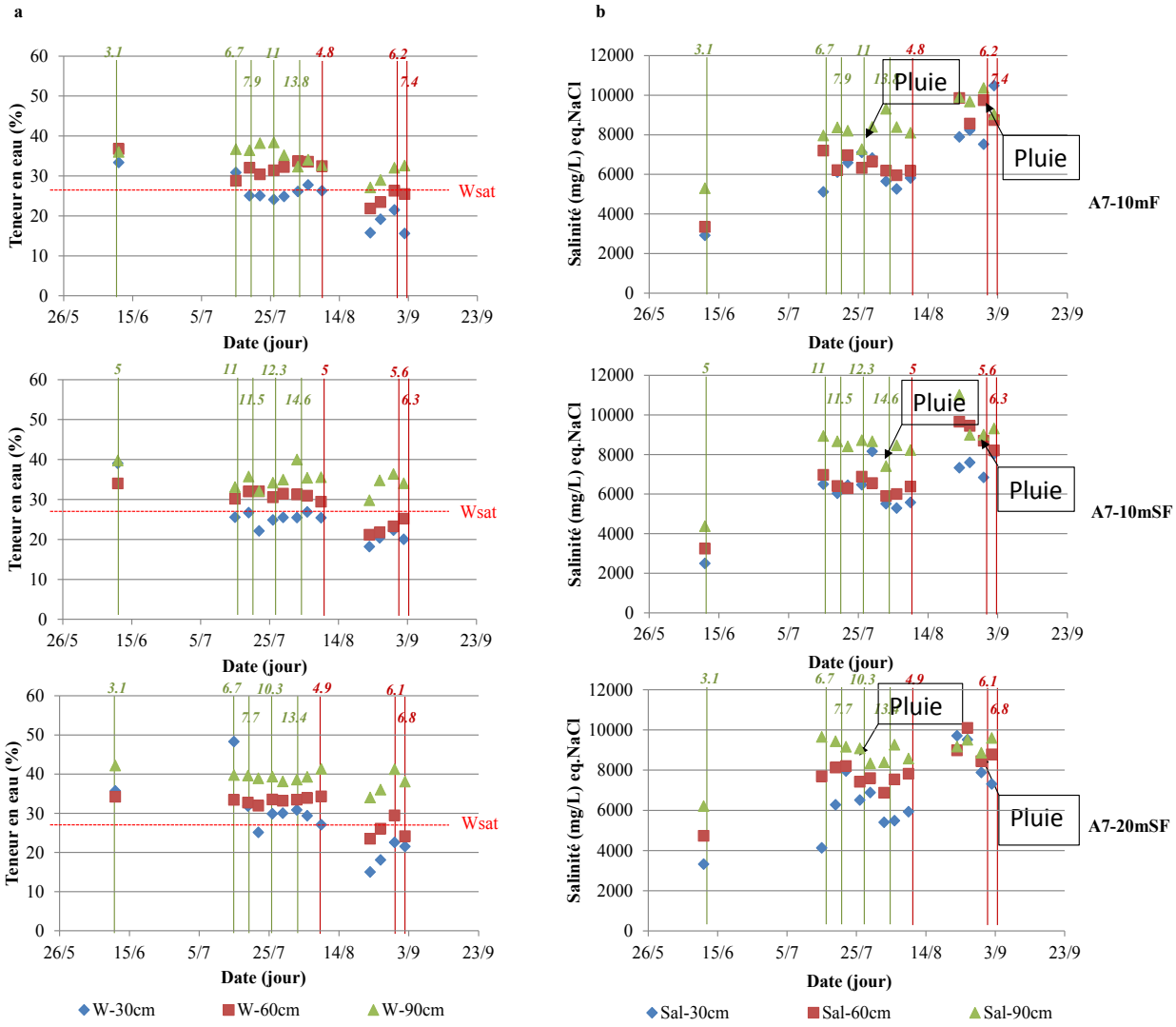


Figure IX.13 : Evolution dans le temps des teneurs en eau mesurées (a) et des salinités calculées (b) à 30, 60 et 90 cm de profondeur en A7-10m F (avec fumier), A7-10m SF (sans fumier), et A7-20mSF (sans fumier). Nombre de feuilles ligulées en vert, nombre de feuilles séchées en rouge. Wsat = limite de saturation W=27%.

Les feuilles sèches apparaissent lorsque la teneur en eau descend à 27% (limite de saturation) à 60 cm de profondeur. Cette baisse de teneur en eau correspond à l'augmentation de la salinité.

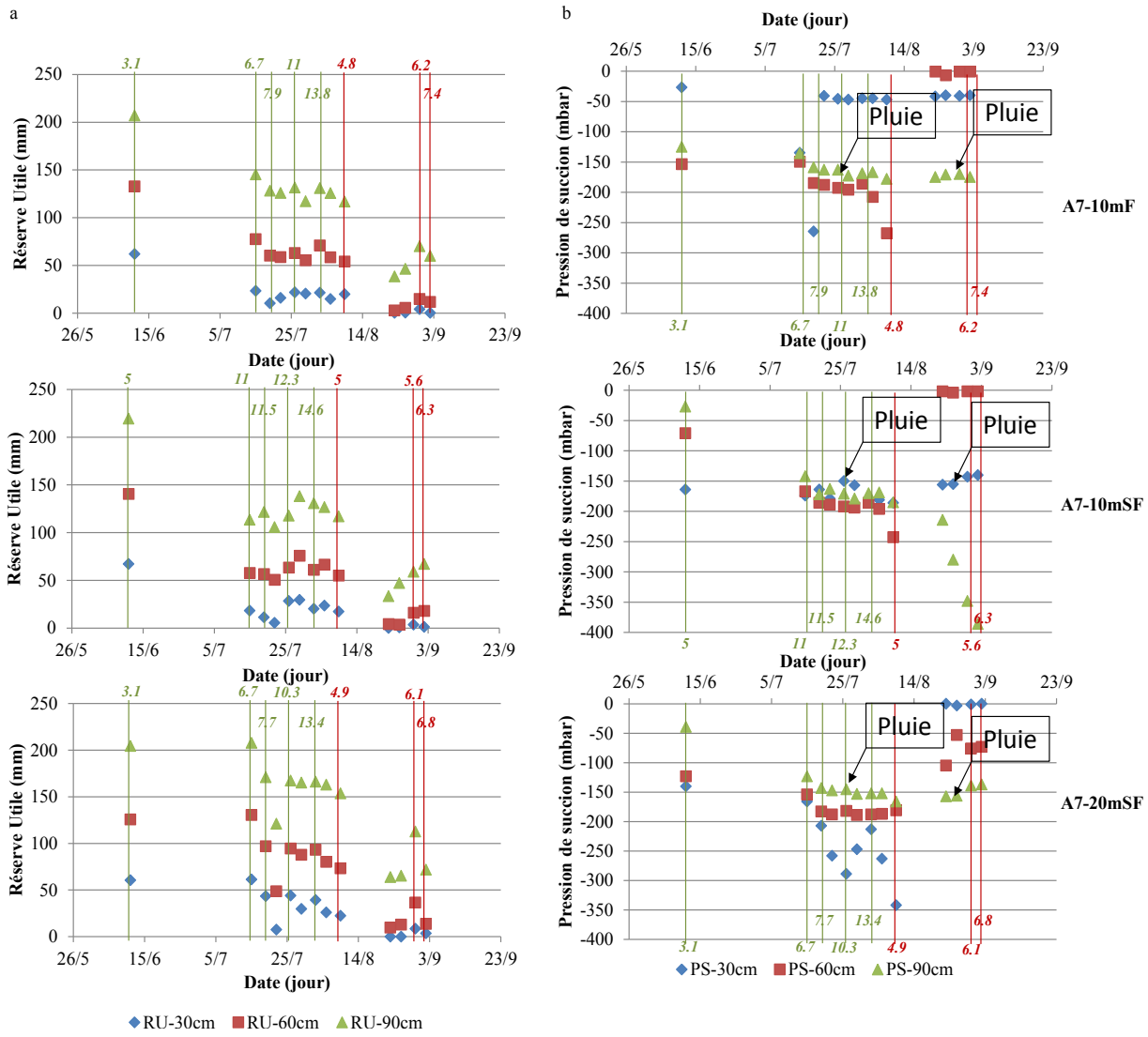


Figure IX.14 : Evolution dans le temps des RUres calculées (a) à partir des profils de teneur en eau et des pressions de succion (b) à 30, 60 et 90 cm de profondeur en A7-10m F (avec fumier), A7-10m SF (sans fumier), et A7-20m SF (sans fumier). Nombre de feuilles ligulées en vert, nombre de feuilles séchées en rouge.

Les teneurs en eau augmentent avec la profondeur. Le nombre de feuilles ligulées augmente tant que les teneurs en eau n'évoluent que très peu aux trois niveaux de mesures. Les feuilles sèches apparaissent autour du 08/08, lorsque les teneurs en eau, des profondeurs 30 et 60 cm, diminuent fortement et se rapprochent de la limite de retrait (Wr = 20%) soit la valeur équivalente au point de flétrissement à 30cm et passent sous la limite de saturation (W=27%) à 60cm. Simultanément la baisse rapide et importante des teneurs en eau s'accompagne de l'augmentation de la salinité. La progression du front de dessiccation autour à la profondeur 60 cm marque nettement l'avancée du couple stress hydrique et stress salin. Le maïs est donc confronté à un stress hydrique et à un stress salin qui se cumulent et peuvent limiter son développement.

Conformément à la forme des profils de teneur en eau les RUres sont plus élevées de la surface vers la profondeur ($RU_{90cm} > RU_{60cm} > RU_{30cm}$) (Figure IX.15). La diminution de la

réserve utile dans le temps aux trois niveaux est caractéristique de l'avancement de la saison et du développement du maïs. Simultanément, l'apparition des premières feuilles séchées coïncide avec la chute des RUres à 30 et 60 cm. Elles semblent apparaître pour des RUres voisines de 50 mm à 60 cm de profondeur (et 10 -20mm à 30cm). Elle précède juste le désamorçage des bougies poreuses à 60 cm.

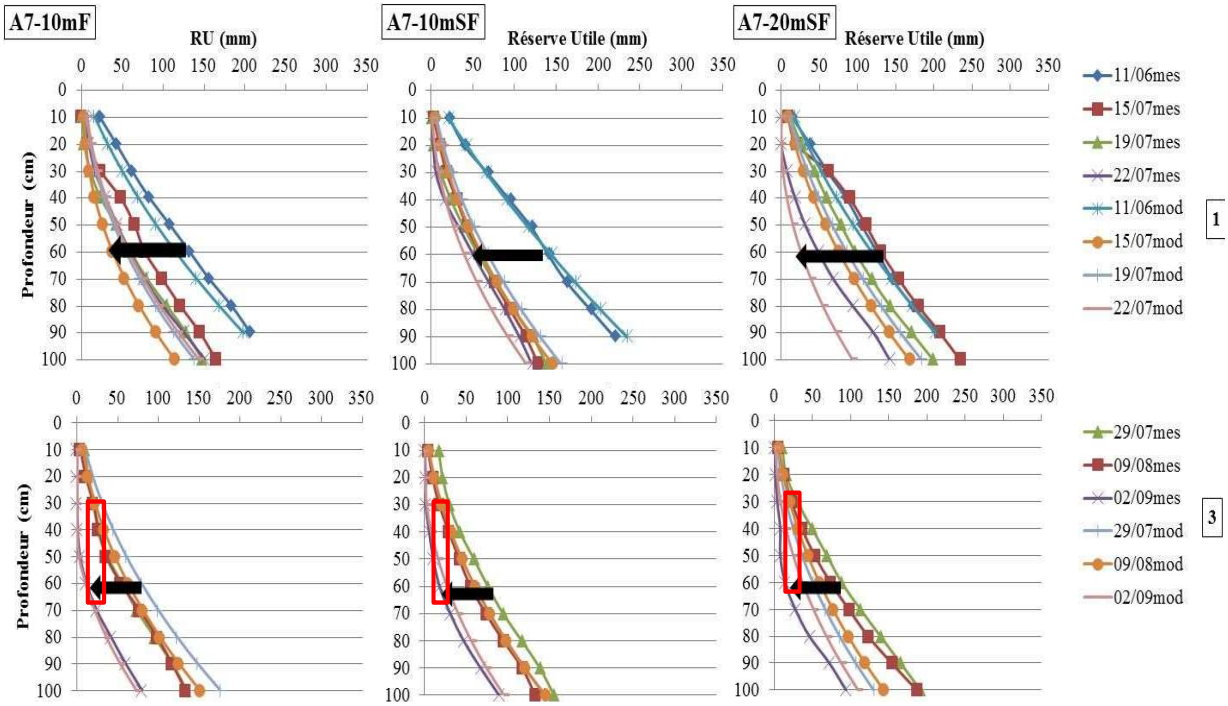


Figure IX.15 : Evolution des profils de RUmes et RUmod en A7-10mF, A7-10mSF, et A7-20mSF : 1- du 11/06/2013 au 22/07/2013, et 3- du 29/07/2013 au 02/09/2013. Rectangle rouge = domaine du début de sénescence (stress hydrique).

Finalement, les profils de RUres (mesurés ou modélisés) montrent les niveaux de disponibilité (ou de stockage) de l'eau pour les végétaux. De manière générale, ces profils de RUres sont caractérisés par leur concavité. Celle-ci se développe à partir de la surface (diminution de la RU) en même temps que l'approfondissement du front de dessiccation. A l'inverse, en profondeur les variations de teneur en eau sont essentiellement gouvernées par la nappe. En conclusion, à partir de la nappe jusqu'à la surface, la compétition remontée capillaire-front de dessiccation délimitent deux niveaux, le niveau saturé (GWET) et le niveau non saturé (VZET). L'épaisseur du niveau non saturé évolue au cours de la saison à cause de l'approfondissement du niveau de nappe et du bilan hydrique en surface (pluviométrie, ETP /ou ETM). En prairie, l'évolution des profils de RUres est cohérente avec la baisse de niveau de nappe et la limite supérieure de saturation, donc essentiellement les effets météorologiques (Figure IX.16). Finalement les profils de RUres modélisés à partir de la teneur en eau à 10cm (W_{10}) permettent de prévoir la période de stress hydrique significative pour la sénescence de la plante.

En culture (maïs), l'évolution des profils est en plus gouvernée par les coefficients de culture (Kc) (Figure IX.17).

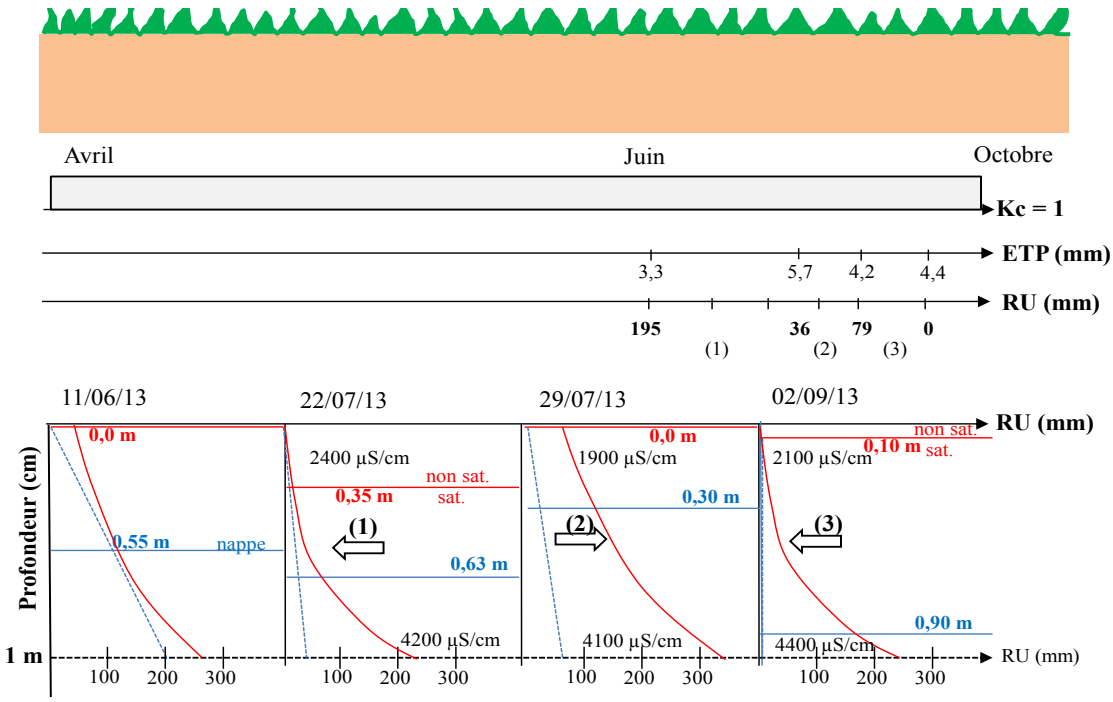


Figure IX.16 : Relations plantes – sols au cours du temps sur la parcelle en prairie année 2013.

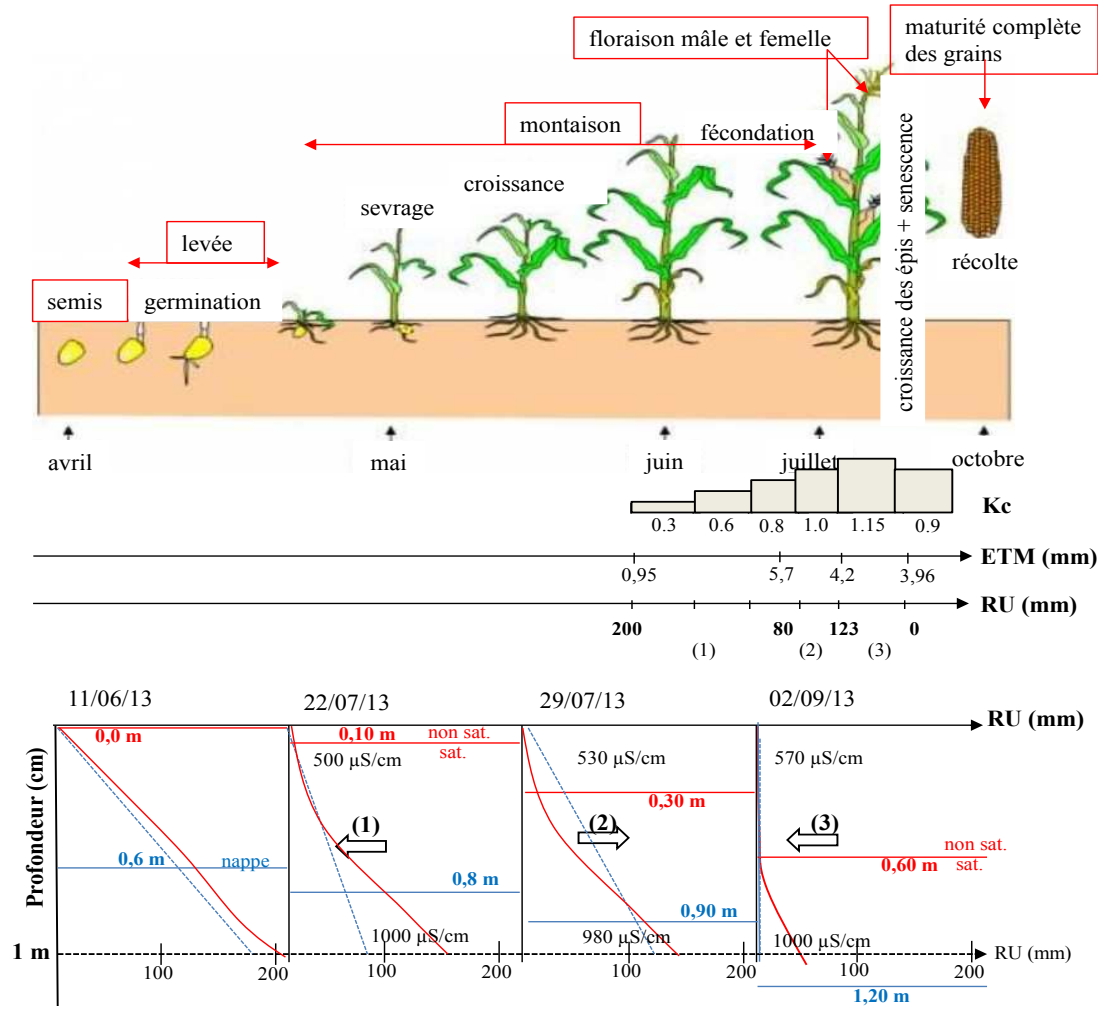


Figure IX.17 : Relations plantes – sols au cours du temps sur la parcelle cultivée en maïs année 2013.

L'étude préliminaire des transferts thermiques

L'étude est d'abord une valorisation de la mesure de conductivité thermique effective (λ), par la méthode du fil chaud en surface des matériaux, développée au laboratoire. Elle a permis la mesure de λ sur une quantité importante d'éprouvettes de sols reconstituées par compactage à différentes densités et indices de saturation. Les mesures de λ sont ensuite comparées aux modèles série, parallèle et EMT généralement utilisés pour les matériaux biphasés (solide - eau; solide - air). Les calculs sont étendus aux matériaux triphasés (eau - air - solide) pour les matériaux humides non saturés (Kirkpatrick, 1973; Carson et al., 2005).

Un des problèmes de toute modélisation des conductivités thermiques effectives des géo-matériaux est la conductivité thermique réelle des particules solides. Si cette dernière est à peu près bien connue pour les phases minérales classiques (hors phyllosilicates), cela devient plus difficile pour les minéraux argileux. Pour ces dernières la conductivité estimée dépend de l'échelle d'observation : matrice argileuse à cristal. Pour essayer de viser une conductivité réaliste de l'argile dans nos modèles, les valeurs mesurées ont été comparées aux différents modèles série, parallèle et EMT pour les mélanges binaires sec air-argile, saturé eau-argile et ternaire non saturé. Une conductivité thermique de 2,5 W/m.K^{-1} des particules argileuses apparait la plus réaliste et conserve les mélanges dans le domaine "porosité externe" soit de diffusion de la chaleur par contact entre grains solides (Figure IX.18).

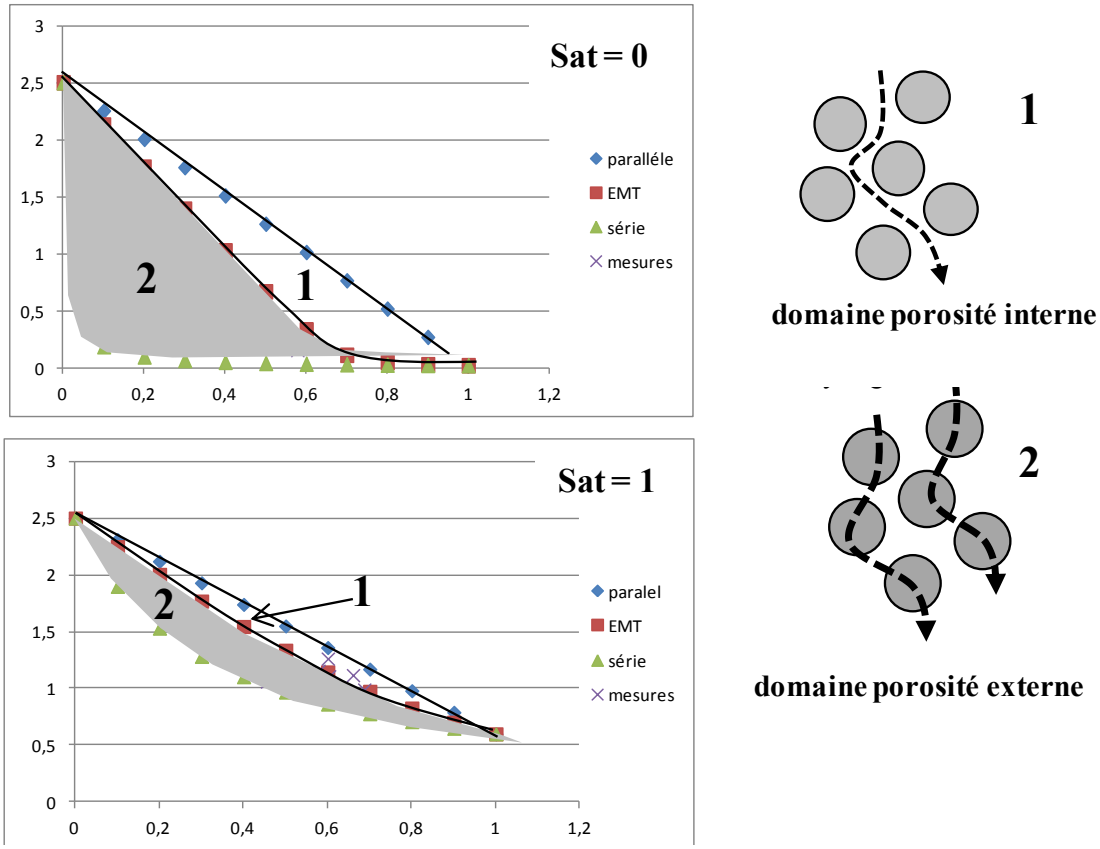


Figure IX.18 : Localisation des conductivités effective des matrices de Bri dans le domaine de porosité externe, exemple de matrice sèche (Sat=0) et saturée (Sat=1), avec λ argile = 2,5 W/m.K^{-1}.

Finalement, dans le domaine de 40% - 55% de porosité (0,7 <e < 1,25) sur la courbe de retrait de la matrice argileuse de Bri, qui correspond à la pente humide de la courbe Proctor, la conductivité thermique effective du Bri évolue dans le domaine 1,0 - 1,2 $W/m.K^{-1}$ pour une matrice saturée qui est généralement rencontré le long de nos profils hydriques. Elle évolue dans le domaine 0,25 - 0,20 $W/m.K^{-1}$ pour une matrice sèche.

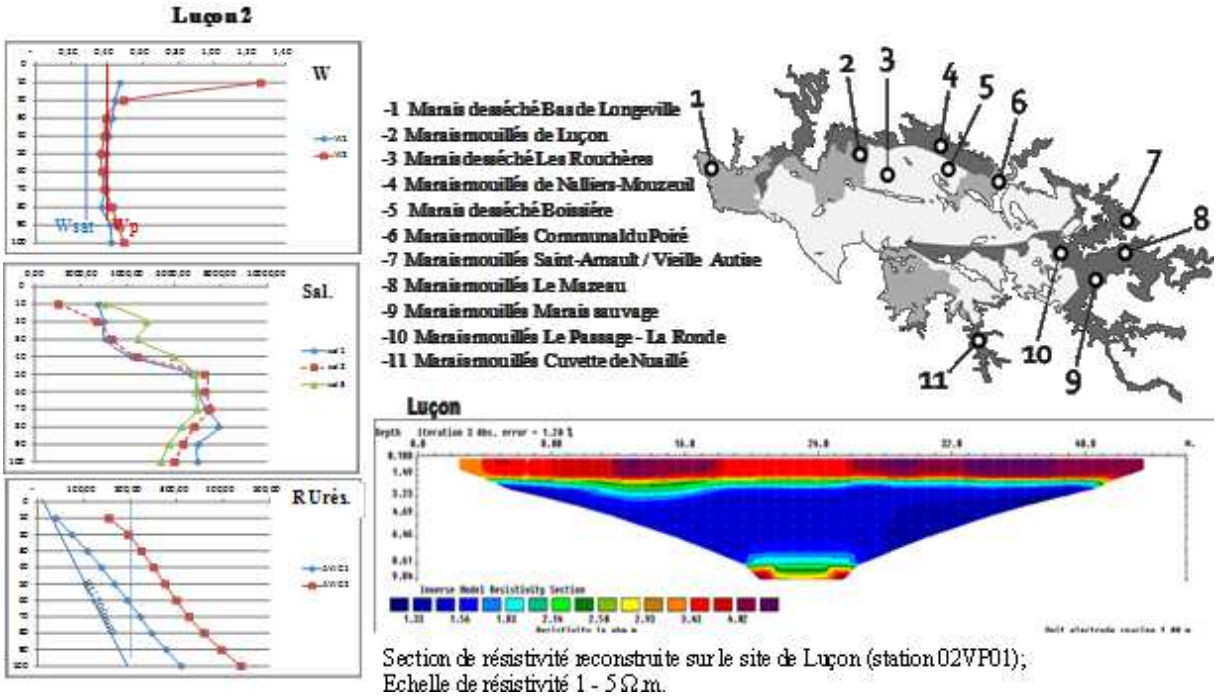
Les suivis *in situ* des couples température - hygrométrie de l'air et des températures du sol à 10, 20, 40 et 60 cm de profondeur ont confirmé les propriétés relativement isolantes du sol du point de vue thermique. Cela se voit sur l'atténuation quasi complète des cycles de températures jour-nuit atmosphérique et des déphasages de plusieurs heures entre les pics atmosphériques et les pics de température à l'intérieur du sol. L'impact des variations atmosphériques est pratiquement effacé à 40 cm de profondeur (4°C à 10 cm, 1-2°C à 20 cm, 1°C à 40 cm). Le niveau 20 - 40 cm conserve les températures les plus élevées, témoin du stockage de chaleur à ce niveau qui ne subit pratiquement pas l'effet des périodes froides nocturnes. Evidemment la partie superficielle du sol est la plus sensible aux variations externes. Nos mesures ont été limitées à 10cm de profondeur alors que les températures à 5 cm sont le plus souvent prises en compte pour qualifier les relations température sol - croissance végétale. Nos prises de températures jusqu'à 60 cm correspondent néanmoins à un enracinement cohérent avec les végétaux observés.

Les simples mesures d'humidité relative de l'air à la surface du sol montrent très bien l'impact du développement de la culture sur l'humidité atmosphérique à ce niveau. Le phénomène d'évapotranspiration peut être ainsi facilement quantifié pour différents couverts végétaux.

X - PERSPECTIVES

Dans un premier temps il s'agit de la continuité du travail et de la méthodologie pour le suivi d'autres territoires de marais côtiers. Dans ce domaine la perspective et la continuité du travail sont assurées via une convention avec l'Etablissement Public du Marais Poitevin (EPMP). Les investigations sont effectuées sur des prairies (non drainées) en marais mouillés et marais desséchés localisées en périphérie du marais Poitevin (Figure X1). L'étude est menée en collaboration avec l'Université de Rennes. Elle est orientée sur les évolutions des profils hydriques et salins en fonction de la microtopographie et de la densité de population bovine dans ces territoires. Les profils ont été reconnus en géophysique par tomographie électrique.

La modélisation des profils de RUres à partir de la teneur en eau à 10 cm y est particulièrement adaptée pour des niveaux de nappe proches de la surface et qui ne descendent pratiquement pas sous 1 m de profondeur.



Section de résistivité reconstruite sur le site de Luçon (station 02VP01);
Echelle de résistivité 1 - 5 Ω.m.

Figure X1 : Exemple des suivis sur differents sites dans le marais Poitevin.

Le deuxième axe de perspective est la caractérisation et modélisation des évolutions des conductivités thermiques effectives sur les matériaux argileux. Les mesures et la modélisation des conductivités thermiques de ces sols ont été effectuées le long d'états de saturation choisis (Figure X2). L'objectif est de continuer sur des chemins de compressibilité œdométriques de manière à suivre en parallèle densité, degrés de saturation et conductivité. L'objectif est également de viser au mieux la conductivité réelle des particules argileuses pour éviter les confusions avec des matériaux polyphasés, encore considérés comme minéraux à l'échelle microscopique.

Du point de vue thermique, les connaissances et modélisation des conductivités effectives de matériaux est applicable en génie civil, du point de vue construction et rénovations et/ou isolation thermique. La méthode du fil chaud est adaptée à tous les types de matériaux. Utilisée dans le laboratoire pour les roches calcaires, elle est actuellement utilisée pour les matériaux bio-sourcés : bétons de chaux chanvre, paille…

Du point de vue agronomique, l'activité des microorganismes agit directement sur la croissance des végétaux et sur les rendements de cultures. Cette activité de microorganisme est directement gouvernée par le gradient thermique développé en surface du sol à partir de l'interface air-matrice argileuse. Les acquisitions de données (T°C, Hr) de l'air à la surface des sols et celles des gradients thermiques a déjà montré son utilité par rapport aux relations sol-plantes et notamment l'évapotranspiration. La suite du travail est déjà programmée avec l'INRA sur différents types de cultures. L'objectif final est la modélisation des transferts surface – sol via l'utilisation de logiciels de type Comsol Multiphysic.

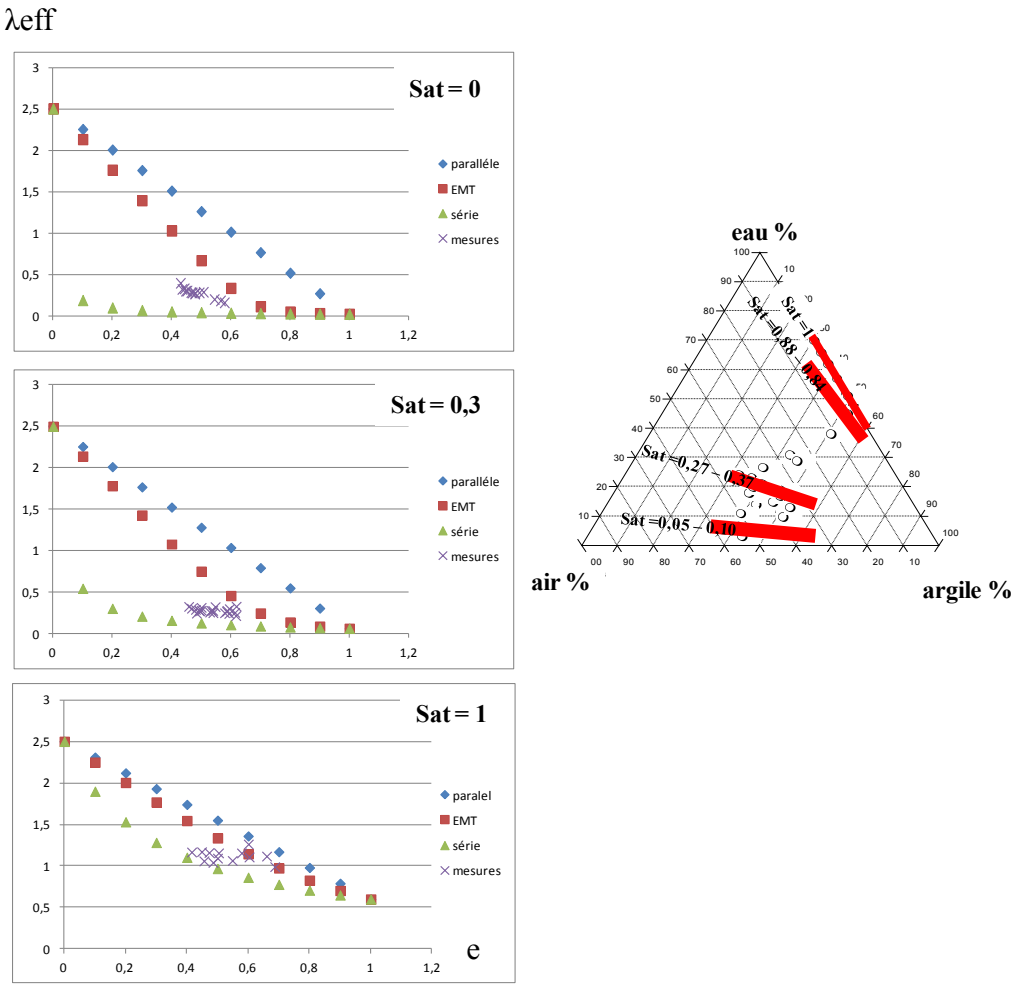


Figure X2 : Evolutions des conductivités thermiques effectives de la matrice argileuse. L'objectif est la construction des profils de conductivité à partir des profils hydriques.

Du point de vue des évolutions tensiométriques un des objectifs est le suivi des évolutions journalières par rapport au cycle d'évapotranspiration des végétaux et éventuellement varations journalières des niveaux de nappe.

Du point de vue rendement de culture, il s'agit de modéliser les transferts hydriques plante – matrice argileuse au cours des différents stades de croissance et des transferts racine – matrices lors de l'enracinement. Simultanément, il s'agit de coupler les enregistrements des indicateurs de croissance – scenésence avec les évolutions des profils hydriques, salins et de Réserve Utile facilement accessible pour le réseau racinaire.

L'apport de la méthode d'imprégnation – polymérisation du matériau humide avec conservation de microstructure permet d'étudier les transferts à l'interface racine-matrice argileuse. Ces microsystèmes peuvent enfin être abordés par pétrographie quantitative en microscopie optique en lumiére polarisée et analysée. L'objectif est d'associer au réarrangement particulaire provoqué par la croissance (diamétrale) de la racine, le chemin d'état de la matrice argileuse : développment de gradient de cohésion et de conductivité hydraulique du contact avec la racine vers la matrice. L'aspect évolution des microporosités peut également être abordé par auto-radiographie et par microthomographie.

REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE

Al Majou, H., 2008. Étude et prédiction des propriétés de rétention en eau des sols : Prise en compte de la composition et de l'état structural du sol. Thèse de doctorat. Université d'Orléans. 266 pp.

Anongba, B., 2007. Identification du système hydrogéologique des formations quaternaires et callovio-oxfordiennes du Marais Poitevin par approche couplée, minéralogique, hydrodynamique et géochimique. Thèse de doctorat. Université de Poitiers, 320 pp.

Arch, J. and Maltman, A., 1990. Anisotropic permeability and tortuosity in deformed wet sediments. Journal of Geophysical Research, 95(B6): 9035-9045.

Archer, J.R., and Smith. P.D., 1972. The relation between bulk density, Available Water Capacity, and air capacity of soils. Journal of Soil Science, Vol, 23, No. 4: 475-480.

Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 154: 1-8.

Azib, M., 1989. Etude de l'évolution, de la genèse et du comportement des sols argileux salés, d'origine sédimentaire (Marais de l'Ouest). Aspect Morphologique, géochimique et hydrique. Thèse de doctorat. Université de Rennes, 141 pp.

Baize, D., 2000. Guide des analyses en pédologie. 2nd ed. Paris. INRA, 257 pp.

Baize, D., et Jabiol, B., 1995. Guide pour la description des sols. INRA ed. 375 pp.

Barnaud, G., 1998. Conservation des zones humides. Concepts et méthodes appliqués à leur caractérisation, MNHN, 452 pp.

Bastet, G., 1999. Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonction de pédotransfert : Développement de nouvelles approches. Thèse Université d'Orléans, 123 pp.

Bastet, G., Bruand, A., Quetin, P., and Cousin, I., 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonction de pédotransfert (FPT): Une analyse bibliographique. Étude et Gestion des Sols, 5, 1.

Bates, J.M., and Granger, C.W.J., 1969. The combination of forecasts. Oper. res. Q. 20: 451-468.

Bauer-Plaindoux, C., Tessier, D. and Ghoreychi, M., 1998. Mechanical properties of carbonatic clayey rocks: Importance of the calcite-clay relation - (Propriétés mécaniques des roches argileuses carbonatées : Importance de la relation calcite-argile). Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes, 326(4): 231-237.

Beck, Y.L., 2008. Evaluation de l'état hydrique d'un sol fin par méthodes électriques et électromagnétiques : application à la géotechnique. Thèse de doctorat. Ecole Centrale de Nantes, 303 pp.

Belanteur, N., Tacherifet, S. and Pakzad, M., 1997. Étude des comportements mécanique, themo-mécanique et hydro-mécanique des argiles gonflantes et non gonflantes fortement compactées. Revue Française de Géotechnique, 78: 31-50.

Bernard, M., 2006. Etude du comportement des sols de marais: Evolution minéralogique, structurale et hydromécanique (Marais de Rochefort et Marais Poitevin). Thèse de Doctorat. Université de Poitiers, 300 pp.

Bernard, M., Dudoignon, P., Chevallier, C. and Pons, Y., 2006. Shrinkage and subsidence in a marsh soil: Measurements and preliminary model. Soil Science Society of America Journal, 70(6): 1834-1842.

Bernard, M., Dudoignon, P., Pons, Y., Chevallier, C. and Boulay, L., 2007. Structural characteristics of clay-dominated soils of a marsh and a palaeosol in a crossed diagram. European Journal of Soil Science, 58(5): 1115-1126.

Bernard-Ubertosi, M., Dudoignon, P., and Pons, Y., 2009. Characterization of structural profiles in clay- rich marsh soils by cone resistance and resistivity measurements. Soil Science Society of America Journal, 73(1): 46-54.

Biarez, J., Fleureau, J.-M., Zerhounil, M.-I. and Soepandji, B.S., 1987. Variations de volume des sols argileux lors de cycle de drainage - humidification. Revue Française de Géotechnique, 41: 63-71.

Biarez, J., and Hicher, P.-Y., 2002. Elastoplasticité des sols et des roches - Modèles de comportement des sols et des roches, Mécanisme de déformation des sols. Lavoisier Ed., pp. 47-87.

Bigorre, F., 2000. Influence de la pédogenèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision. Thèse de Doctorat, Université Henri Poincaré (Nancy 1), 145 pp.

Bigorre, F., Tessier, D. and Pedro, G., 2000. Significance of CEC and surface area of soils. How clay and organic matter contribute to water properties. (Contribution des argiles et des matieres organiques a la rétention de l'eau dans les sols. Signification et rôle fondamental de la capacité d'échange en cations). Comptes Rendus de l'Academie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planetes, 330(4): 245-250.

Bouhier. A., 1957. Aspects morphologiques de la partie occidentale du marais Poitevin. In : Norois. N°14, pp. 175-207.

Bouziri, S., 2007. Etude des mécanismes de déformation dans les argiles surconsolidées. Thése de doctorat, Ecole Centrale Paris, 277 pp.

Bourrié, G., et Pédro, G., 1979. La notion de pF, sa signification physico-chimique et ses implications pédogénétiques. Science du Sol, 4, 313-322.

Brahic, N., 2002. Mécanismes de remontée capillaire en nappe superficielle. Analyse des hypothèses du modèle de flux limite. Thèse doctorat INAPG. 176 pp, Institut national Agronomique Paris-Grignon - INA P-G,

Braudeau, E., 1988a. General shrinkage curve equation for undisturbed soil samples. (Equation généralisée des courbes de retrait d'échantillons de sol structurés). Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II, 307(15): 1731-1734.

Braudeau, E., 1988b. Quantitative assessment of soil structural quality by means of shrinkage

curves analysis. (Essai de caractérisation quantitative de l'état structural d'un sol base sur l'etude de la courbe de retrait). Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II, 307(18): 1933-1936.

Braudeau, E., et Bruand, A., 1993. Détermination de la courbe de retrait de la phase argileuse à partir de la courbe de retrait établie sur échantillon de sol non remanie. Application a une séquence de sols de Cote-d'Ivoire). Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II, 316(5): 685-692.

Braudeau, E., Costantini, J.M., Bellier, G. and Colleuille, H., 1999. New device and method for soil shrinkage curve measurement and characterization. Soil Science Society of America Journal, 63(3): 525-535.

Braudeau, E., Frangi, J.-P., and Mohtar, R.H., 2004a. Characterizing nonrigid aggregated soil-water medium using its shrinkage curve. Soil Science Society of America Journal, 68(2): 359-370.

Braudeau, E., Mohtar, R.H. and Chahinian, N., 2004b. Estimating soil shrinkage parameters. Developments in Soil Science, 225-240 pp.

Braudeau, E., Sene, M., and Mohtar, R.H., 2005. Hydrostructural characteristics of two African tropical soils. European Journal of Soil Science, June 2005, 56: 375–388. doi: 10.1111/j.1365-2389.2004.00679.x

Breda, N., Lefevre, Y., et Badeau., V., 2002. Réservoir en eau des sols tempérés : Spécificité et difficultés d'évaluation. La houille Blanche, Revue Internationale de l'Eau n°3: 24-32.

Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R., and Jamagne. M., 1996. Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente. Etude et Gestion des Sols, 3, 1, 1996, Pages 27-40

Bruand, A., Perez Fernadez, P., Duval, O., Quétin, Ph., Nicoullaud, B., Gaillard, H., et al., 2002. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : Utilisation de classes de pédotransfert après stratifications texturale et texturo-structurale. Etude et Gestion des Sols, 9, 105- 125.

Bruand, A., Cousin. I., and Richard. G., 2003. Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols: outils disponibles et perspectives. 6emes Rencontres de la Fertilisation Raisonnée et de l'Analyse de Terre - GEMAS-COMIFER, 2003, Blois, France. pp.87-96.

Bruand, A., Duval. O., and Cousin, I., 2004. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à partir de la base de données SOLHYDRO : Une première proposition combinant le type d'horizon, sa texture et sa densité apparente. Etude et Gestion des Sols, Etude et Gestion des Sols, 2004, 11, pp.3, 323-334.

Bruand, A., et Coquet. Y., 2005. Les sols et le cycle de l'eau. Science du Sol et Environnement, Dunod, pp.345-363.

Bruand, A., and Tessier, D., 2000. Water retention properties of the clay in soils developed on

clayey sediments: significance of parent material and soil history. European Journal of Soil Science, 51: 679-688.

Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. USDA Bureau of Soils, Bulletin 38, Washington, DC.

Burns, I.G., 1974. A model for predicting the redistribution of salts applied to fallow soils after excess rainfall or evaporation. Journal of Soil Science, Vol. 25, No. 2: 165-178.

Calvet, R., 2003a. Le sol. Propriétés et fonctions. Tome 1. Constitution et structure, phénomènes aux interfaces. Dunod. Editions France Agricole, 456 pp.

Calvet, R., 2003b. Le sol : Propriétés et fonctions. Tome 2. Constitution et structure, phénomènes aux interfaces. Dunod. Editions France Agricole, 511 pp.

Cam, C., 2012. Livret simplifié de la carte des pédopaysages de Charente-Maritime. Agricultures & Territoires. Chambre d'agriculture Poitou- Charentes, 47pp.

Campbell, R.B., Bower, C.A. and Richards, L.A., 1948. Change of electrical resistivity with temperature and the relation of osmotic pressure and ion concentration for soil extracts. Soil Science Society of American proceedings, 13: 66-69.

Camuzard, J.P., 2000. Les sols marqueurs de la dynamique des systèmes géomorphologiques continentaux. Thèse de doctorat. Université de Caen, 509 pp.

Carman, P.C., 1937. Fluid flow through granular beds. Transactions of Institute of Chemical Engineers, 15: 150-157.

Cantat, O., Le Gouée, P., et Bensaid, A., 2009. Le rôle de la topographie et des sols dans la modélisation Spatiale d'échelle fine des bilans hydriques. Journées de Climatologie – Besançon, 12-13 mars 2009 - Climat et société : Climat et relief

Carson, K. J., Lovatt, S.J., Tanner, D.J., and Cleland, A.C., 2005. Thermal conductivity bounds for isotropic, porous material. Int. Jour. Heat Transfert 48, 2150-2158.

Cassan, M., 1988. Les essais in situ en mécanique des sols - réalisation et interprétation. Eyrolles, pp. 146-151.

Caudal, G., 2010. Etat des lieux Patrimoine industriel. Région Pays de la Loire. 145 pp.

Cazemier, D.R., Lagacherie. P., and Martin-Clouaire. R., 2001. A possibility theory approach for estimating available water capacity from imprecise information contained in soil databases. Geoderma 103, 113-132.

Chapellier, D., 2001. Prospection électrique de surface - Université de Lausanne.

Choisnel, E., 1992. Le calcul du bilan hydrique du sol: options de modélisation et niveaux de complexité. Science du sol - Vol. 30, 1, 15-31

Chertkov, V.Y., 2003. Modelling the shrinkage curve of soil clay pastes. Geoderma, 112(1-2): 71-95.

Chertkov, V.Y., 2005. The shrinkage geometry factor of a soil layer. Soil Science Society of

America Journal, 69(6): 1671-1683.

Chertkov, V.Y., 2007a. The reference shrinkage curve of clay soil. Theoretical and Applied Fracture Mechanics, 48(1): 50-67.

Chertkov, V.Y., 2007b. The reference shrinkage curve at higher than critical soil clay content. Soil Science Society of America Journal, 71(3): 641-655.

Cizel, O., 2010a. Introduction : histoire du droit des zones humides : de leur suppression à leur reconnaissance – Guide juridique, Pôle-relais Lagunes, Agence de l'Eau RM&C, 10p.

Cizel, O., 2010b. Protection et gestion des espaces humides et aquatiques. Guide juridique, Pôle-relais Lagunes, GHZH, Agence de l'eau RM&C. 30p.

COLLECTIF. 1980. Les Marais de l'Ouest. Etude des conditions et des conséquences de l'adoption des techniques d'assainissement agricole dans un réseau d'exploitation de références. Rapport DGRST-INRA-SAD (Unité INA PG), 172pp.

Cornelis, W.M., Corluy, J., Medina, H., Diaz, J., Hartmann, R., Van Meirvenne, M. and Ruiz, M.E., 2006. Measuring and modelling the soil shrinkage characteristic curve. Geoderma, 137(1-2): 179-191.

Debouté, E., 2011. Caractérisation des potentiels du fluide d'un sol de marais côtiers : calcul de salinité et mesures tensiométriques. Rapport ENSI Poitiers, mai 2011, 31 pp.

d'Hollander, R., 1961. Le marais poitevin. In: Études rurales, N°3. pp. 81-90.

Ducloux, J., 1989. Notice explicative de la carte pédologique de france à 1/100000ème - Fontenay le Conte - 169pp.

Ducloux, J., and Nijs, R., 1972. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique du Marais Poitevin. Bulletin de la Société Belge de Géologie, Paléontologie et Hydrogéologie, 81(3-4): 227-249.

Dudoignon, P., Causseque, S., Bernard, M., Hallaire, V. and Pons, Y., 2007. Vertical porosity profile of a clay-rich marsh soil. CATENA, 70(3): 480-492.

Dudoignon, P., Gélard, D. and Sammartino, S., 2004. Cam-clay and hydraulic conductivity diagram relations in consolidated and sheared clay-matrices. Clay Minerals, 39(3): 267-279.

Dudoignon, P., and Pantet, A., 1998. Measurement and cartography of clay matrix orientations by image analysis and grey-level diagram decomposition. Clay Minerals, 33(4): 629-642.

Dudoignon, P., Pantet, A., Carrara, L. and Velde, B., 2001. Macro-micro measurement of particle arrangement in sheared kaolinitic matrices. Geotechnique, 51(6): 493-499.

Dupuis, J., 1968. Etude générale des sols, Etude pédologique du Marais Poitevin, pp. 206.

Dupuis, J., 1969. Le climat et l'économie de l'eau dans les sols de marais mouillé, Etude pédologique du Marais poitevin, pp. 144.

Egreteau, C., 2010. Aménagements et gestion hydraulique différenciée favorable à la biodiversité. Life Marais de Rochefort. LPO (Ligue pour la Protection des Oiseaux), 50p.

Gallier, J., 2011. Caractérisation des processus d'évolution structurale et de salinité des sols de marais cotiers par mesures mécaniques et géo-électriques in situ Thèse de Doctorat. Université de Poitiers, 268 pp.

Gallier, J., Dudoignon, P., et Hillaireau, J.M., 2012. Microstructure – Hydro-Mechanical Property Relationship in Clay Dominant Soils An introduction to the study of mineralogy p. 51-72 in Cumhur Aydinalp Ed. Intech.

Garnier, J-P., Maye, J-P., Saillard, J., Thevenot, G., Kadjo, A., Martemianov, S., 2008. A New Transient Hot-Wire Instrument for measurin the thermal conductivity of Electrically conducting and highly corrosive liquids using small samples," International Journal of Thermophysics, vol. 29, pp. 468-482.

Gélard, D., 2005. Identification et caractérisation de la cohésion interne et du matériau terre dans ses conditions naturelles de conservation. Thèse de doctorat. Université de Grenoble, 197 pp.

Giesel W., Renger, M., et Strebel, O., 1972. Berechnung des kapillaren Aufstiegs aus dem Grundwasser in den Wurzelraum unter stationaren Bedingungen. Z. Pflanzenernahr. Bodenk. 132 (1), 17-30 in Schmidhater et Oertli, 1989

Granier, A., Badeau. V. et Breda. N., 1995. Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. Rev. For. Fr. XLVN - sp.n°: 59-68.

Grolier, J., Fernandez, A., Hucher, M. and Riss, J., 1991. Les propriétés physiques des roches : théories et modèles. Masson, Paris, 462 pp.

Groupe de travail sur la stratification écologique. 1995. Cadre écologique national pour le Canada. Agriculture et Agroalimentaire Canada, Direction générale de la recherche, Centre de recherches sur les terres et les ressources biologiques, et Environnement Canada, Direction générale de l'état de l'environnement, Direction de l'analyse des écozones, Ottawa/Hull. Rapport et carte nationale 1/7500000.

Guber, A.K., Pachepsky, Y.A., Van Genuhten, M.TH., Simunek, J., Jacques, D., Nemes, A., Nicholson, T.J., and Cady, R.E., 2009. Multimodel Simulation of Water Flow in a Field Soil Using Pedotransfer Functions. vadose Zone Journal Vol.8, N°1, February, 10 p.

Hallaire, V., 1994. Description of microcrack orientation in a clayey soil using image analysis. Soil micromorphology: 549-557.

Hallaire, V., and Curmi, P., 1993. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement. In: A.J.R.-V.a.G.S. Humphreys (Editor), Soil Micromorpohlogy: Studies in Management and Genesis. Elsevier, pp. 559-567.

Hallaire, V., and Curmi, P., 1994. Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement. Soil micromorphology: 559-567.

Hansbo, S., 1975. Consolidation of clay with special reference to the use of geodrains. Geotechnical report from Terrafigo.

Hattab, M., Fleureau J-M. 2010. Experimental study of kaolin particle orientation mechanism. Geotechnique 60, n° 5, 323 - 331

Hattab, M., Fleureau J-M. 2011. Experimental analysis of kaolin particle orientation during triaxial path. Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech. 35, n° 5, 947 – 968

Healy, J.J., De Groot, J.J., Kestin, J., 1976. The theory of the transient hoy-wire method for measuring thermal conductivity, Physica B+C, vol. 82, n° 2, pp. 392-408.

Hong, S.Y., Minasny. B, Han. K.H., Kim. Y, and Lee. K., 2013. Predicting and mapping soil available water capacity in Korea. PeerJ 1:e71; DOI 10.7717/peerj.71

Huguet, J., 1955. Un polder du Marais Poitevin. In: Norois. N°5, pp. 19-39.

Jamagne, M., Bétrémieux. R., Bégon. J.C., et Mori. A., 1977. Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. Bulletin Technique d'Information. 324-325, 627-641

Jambu P., et Nijs R., 1966. Contribution à l'étude des sols de la partie orientale du Marais Poitevin (Marais mouillé). In: Norois. N°52, pp. 565-593.

Joulie, I., Perichon, C., Pons, Y., et Steyaert, P., 1996. Une typologie d'exploitations spatialisées : outil de diagnostic régional de l'agriculture. In: Économie rurale. N°236, pp. 16-27. doi : 10.3406/ecoru.1996.4820

Kadjo, A., Garnier J.P., Maye J.P., and Martemianov S., 2008. A new transient two-wire method for measuring the thermal diffusivity of electrically conducting and hifhly corrosive liquids using small samples, *International Journal of Thermophysics*, vol. 29, n°. 4, pp. 1267-1277.

Kern, J.S., 1995a. Geographic patterns of soil water-holding capacity in the contiguous United States. Soil Science Society of America Journal 59: 1126 –1133. DOI 10.2136/sssaj1995.03615995005900040026x.

Kern, J.S., 1995b. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 59:1134–1141.

Kerneïs, E., Havet, A., Sarda, P., Steyaert, P., 1998. Approche spatialisée de l'activité agricole sur un territoire continu : un outil pour la gestion agri-environnementale. Gibier Faune Sauvage, Game Wildi, vol. 15, hors-série tome I. À paraître.

Kernéïs, E., Chevallier, C., et Pons, Y., 2007. Production prairial, gestion de l'eau et conflits d'usage dans les marais de l'ouest de la France : l'été est-il une période clé ? Fourrages 191, 323-335

Kirkpatrick, S., 1973. Percolation and conduction, Rev. Mod. Phys. 45 574-588

Kozeny, J., 1927. Soil permeability. Sitzungsberaten Oesterreich Akademik Wissenschaftlich Wiener Mathematik Naturwissenschaft, K1: 136-271.

Lamandé, M., Hallaire, V., Curmi, P., Pérès, G. and Cluzeau, D., 2003. Changes of pore morphology, infiltration and earthworm community in a loamy soil under different agricultural managements. CATENA, Achievements in Micromorphology, 54(3): 637-649.

Landauer, R., 1952. The electrical resistance of binary mettalic mixtures, J. Appl. Phys. 23 779-785

Laporte, C., Damour, L., Pons, Y., et Capillon, A., 1984. Introduction des techniques d'assainissement dans les exploitations agricoles des Marais de l'Ouest. Contrat DGRST-INRA-DRSAD, 73pp.

Luo, X., Brigaud, F., et Vasseur, G., 1993. Compaction Coefficient of Argillaceous Sediments: their Implications, Significance and Determination. Norwegian Petroleum Society in association: 321-332.

Maman, L., et Vienne, L., 2010. Les zones humides, un patrimoine remarquable. Géosciences, pp.68-77.

Mc Carter, W.J.M., 1984. The electrical resistivity characteristics of compacted clays. Géotechnique, 36(2): 263-267.

Mathieu, C., et Pieltain, F., 1998. Analyse physique des sols, Méthodes Choisies. Lavoisier TEC & DOC, PARIS ed. 275 pp. France.

Mathieu, C., et Lozet, J., 2011. Dictionnaire encyclopédique de science du sol, Lavoisier, Editions Tech&Doc, Paris, 733 pp.

Maxwel, A., 1954. Treatise on electricity and magnetism, third ed., Dover publications Inc. New York, Reprint

MDDEP (Ministère du Développement Durable, de l'Environnement et des Parcs). 2007. Guide d'interprétation, Politique de protection des rives, du littoral et des plaines inondables, ministère du Développement durable, de l'Environnement et des Parcs, Direction des politiques de l'eau, 148 pp.

MEEDDM (Ministère de l'Écologie de l'Énergie du Développement Durable et de la Mer) - CGDD (Commissariat Général au Développement Durable) - SEEIDD (Service de l'économie, de l'évaluation et de l'intégration du développement durable). 2010. Études et documents. La directive « Responsabilité environnementale » et ses méthodes d'équivalence. N° 19. 172 pp.

MEDDE, GIS Sol. 2013. Guide pour l'identification et la délimitation des sols de zones humides. Ministère de l'Écologie, du Développement Durable et de l'Énergie ; Groupement d'Intérêt Scientifique Sol, 63 pp. www.developpement-durable.gouv.fr

MEEDDM, 2013. Les zones humides : un enjeu national. Bilan de 15 ans de politiques publiques. Ministère de l'Écologie, de l'Énergie, du Développement durable et de la Mer. Brochure 95 pp.

Merckx B., 2013. Etude et modélisation des transferts hydriques et thermiques au sein des matériaux inorganiques poreux: application aux materiaux du patrimoine bâti ancien, exemple de l'Hypogée des Dunes de Poitiers et de la crypte de l'abbatiale de Saint-Savin sur Gartempe. Thesis poitiers university, 216 pp.

Merckx, B., Dudoignon P., Garnier J-P., Martemianov S**.,** 2012a. Development of Effective Thermal conductivity measurement in geomaterials by Surface Transient Hot-Wire method, International Review of Mechanical Engineering,.

Merckx, B., Dudoignon P., Garnier J-P., Marchand D., 2012b. Simplified Transient Hot-Wire Method for Effective Thermal Conductivity Measurement in Geo Materials: Microstructure and Saturation Effect, *Advances in Civil Engineering,* n° 1625395.

Meunier, A., 2003. Argiles, Paris, 433 pp.

Michot, A., 2008. Caractérisiques thermophysiques de matériaux à base d'argile : évolution avec des traitements thermiques jusqu'à 1400°C. Thèse de doctorat, Université de Limoges, 116 pp.

Michot, D., 2003. Interêt de la geophysique de subsurface et de la télédétection multispectrale pour la cartographie des sols et le suivi de leur fonctionnement hydrique à l'échelle intra-parcellaire. Thèse de doctorat. Université de Paris VI, 349 pp.

Mitsch, W.J., Gosselink, J.G., 1993. Wetlands, 2nd ed. John Wiley, New York.

Morvan, X., Bruand, A., Cousin, I., Roque, J., Baran, N., and Mouvet, Ch., 2004. Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert : Influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers Étude et Gestion des Sols, Volume 11, 2, 2004 – pages 81 à 99.

Montoroi, J.P., 1997. Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux de sol - Application à un sol sulfaté acide salé de Basse-Casamance (Sénégal). Etude et Gestion des Sols; 4: 279-298.

Musy, A., et Soutter, M., 1991. Physique du sol. Ed. PPUR, 348 pp.

Nemes, A., Pachepsky, YA., Timlin, DJ., 2011. Toward improving global estimates of field soil water capacity. Soil Science Society of America Journal 75: 807– 812. DOI 10.2136/sssaj2010.0251.

Nyvall, J., 2002. Soil water storage capacity and Available soil moisture. Resource Management Branch. Ministry of Agriculture, Food and Fisheries. Order No. 619000-1. 2002. p.4

Papy, L., 1931. Les marais salants de l'Ouest (Étude de géographie humaine). In: Revue géographique des Pyrénées et du Sud- Ouest. Tome 2, fascicule 2. pp. 121-161. doi : 10.3406/rgpso.1931.4009

Pantaloni, J., 1998. Ecoulement de fluide. Ecoulement en milieu poreux, Séminaire, Comité français de l'électricité - Les procédés de séparation, France, pp. 32.

Parson, J.R., and Mulligan, J.C., 1978. Measurement of the properties of liquids and gases

using transient hot-wire technique, Review of scientific Instruments, vol.49, n°10, pp. 1460-1463.

Paticat, F., 2007. Flux et usages de l'eau de mer dans les marais salés endigués Charentais : Cas du marais salé endigué de l'île de Ré. Thèse de doctorat, Université de Nantes. 387 pp.

Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. Proc. Royal Soc. London A 193, 120–145.

Perdok, U.D., Kroesbergen, B. and Hoogmoed, W.B., 2002. Possibilities for modelling the effect of compression on mechanical and physical properties of various Dutch soil types. Soil and Tillage Research, 65(1): 61-75.

Pipon, B., 2010. Le marais poitevin à travers les sources des Archives départementales des Deux-Sèvres. CPER « Patrimoine et paysages » : 6-11

Pons, Y., 1997. Comportements physiques et aptitudes à la mise en culture des sols de Marais de l'Ouest., Institut National Agronomique Paris, 130 pp.

Pons, Y., Capillon. A and Cheverry. C., 2000. Water movement and stability of profiles in drained, clayey and swelling soils: at saturation, the structural stability determines the profile porosity. European Journal of Agronomy, 12: 229-279.

Pons, Y., etGerbaud, A.., 2005. Classification agronomique des sols de marais à partir de la relation entre sodicité et stabilité structurale. Application au cas des marais de l'Ouest. Etude et Gestion des Sols., 12(3): 229-244.

Rab, M. Chandra, A., S., Fisher, P. D., Robinson, N. J., Kitching, M., Aumann , C. D. and Imhof, M., 2011. Modelling and prediction of soil water contents at field capacity and permanent wilting point of dryland cropping soils. Soil Research 49(5): 389- 407. http://dx.doi.org/10.1071/SR10160

Radimy, R.T, Dudoignon, P., Hillaireau, J-M., Caner, L., 2014. Evapotranspiration – soil structure relationship in West marshes of France. Journal of Water Resource and Protection, Scientific. pp. 821-840. DOI:10.4236/jwarp.2014.69078

Radimy, R.T, Dudoignon, P., Hillaireau, J-M., Dedouté, E., 2013. Polder effects on Sediment-to-Soil Conversion: Water Table, Residual Available Water Capacity, and Salt Stress Interdependence. The Scientific World Journal, Volume 2013, Article ID 451710, 20 pages. http://dx.doi.org/10.1155/2013/451710

Ramade, F., 1993. Dictionnaire encyclopédique de l'écologie et des sciences de l'environnement, ed. Ediscences, 822 p.

Ramires, M.L.V., Fareleida, J.M.N-A, Nieto de Castro, C.A., 1993. The thermal conductivity of toluene and water, International of thermophysics, vol. 16, pp.1119-1130.

Rawls, W., D. Brakensiek, and K.E. Saxton. 1982. Estimating Soil Water Retention from Soil Properties. J. Irrig. Drain. Eng. 108 (IR2) pp 166-171

Regrain, R., 1980. Géographie physique et télédétection des marais charentais. Abbeville, Paillart imp., 512 pp.

Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. and Guérif, J., 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: Influence on unsaturated hydraulic properties. European Journal of Soil Science, 52(1): 49-58.

Righi, D., Velde, B. and Meunier, A., 1995. Clay stability in clay-dominated soil systems. Clay Minerals, 30(1): 45-54.

Royer, J.M., et Vachaud, G., 1974. Détermination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesure des teneurs en eau et des succions, Hydrological Sciences Bulletin, 19:3, 319-336, DOI: 10.1080/02626667409493919

Russ, J.C., 2002. The Image Processing Hanbook (4th ed.). CRC PRESS.

Ruste, J., 2013. La Microscopie Electronique à Balayage – Technique de l'Ingénieur P865v3, P866v2.

Sammartino, S., Sardini, P., Moreau, E. and Touchard, G., 1998. Connectivity evolution of 2D random distributions of disks and ellipses: Application to Polyphasic crystal rock distribution. Acta Stereologica, 17: 309-314.

Samouélian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A. and Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil science: A review. Soil and Tillage Research, 83(2): 173-193.

Samouélian, A., Richard, G., Cousin, I., Guérin, R., Bruand, A. and Tabbagh, A., 2004. Three-dimensional crack monitoring by electrical resistivity measurement. European Journal of Soil Science, 55(4): 751-762.

SANDRE., 2014. Dictionnaire de données – Description des milieux humides. Service d'Administration Nationale des Données et Référentiels sur l'Eau – Système d'information sur l'Eau, version 2, 63pp.

Sarrazin, J-L., 2010. La maîtrise de l'eau en Marais poitevin et dans le marais de Buzay au Moyen Âge (XIIe – XVe siècle) : étude comparée. CPER « Patrimoine et paysages » : 12-23

Sardini, P., Moreau, E., Sammartino, S., and Touchard, G., 1999. Primary mineral connectivity of polyphasic igneous rocks by high-quality digitisation and 2D image analysis. Computers and Geosciences, 25(5): 599-608.

Saxton. K.E., and Rawl. W.J., 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. Soil Science Society of America Journal 70: 1569 - 1578. DOI 10.2136/sssaj2005.0117

Schmidhalter, U., et Oertli, J.J., 1989. Remontée capillaire de l'eau souterraine. Revue Suisse Agric. 21 (6) 337-342

Shah, N., Nachabe, M. and Ross, M., 2007. Extinction depth and evapotranspiration from ground water under selected land covers. Ground Water, V.45, N°3, 329-338

Tardieu, F., N. Katerji, O. Bethenod, P. Hamard, P. Quétin, and P. Bal. 1990. Relations entre

l'état hydrique du sol, le potentiel de base et d'autres indicateurs de la contrainte hydrique chez le maïs. Agronomie, EDP Sciences, 1990, 10 (8), pp.617-626.

Tarnocai, C., 1980. Canadian wetland registry. *In* Proceedings of a workshop on Canadian wetlands. C.D.A. Rubec and F.C. Pollett (editors). Environ. Can., Ecol. Land Class. Series No. 12. Ottawa, Ont., pp. 9-21.

Terzaghi, K., and Peck, R.B., 1967. Soil Mechanics in Engineering Practice, Second Edition: John Wiley & Sons, New York, 729 pp.

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 de doctorat. Université de Paris VII, 361 pp.

Tessier, D., et Pedro, G., 1984. L'organisation et le comportement des sols. Association Française d'Etude des Sols, pp. 223-234.

Tetegan. M., 2011. Modélisation des propriétés de rétention en eau des sols caillouteux : application à l'estimation spatialisée de la réserve utile. Agricultural sciences. Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans, 164pp.

Thibaud, B., 2010. Du Golfe du Poitou à l'Anse de l'Aiguillon, genèse d'un marais maritime. CPER « Patrimoine et paysages » : 64-68

Tron, G., Isbérie, C., et Chol, P., 2013. La tensiométrie pour piloter les irrigations : Une utilisation raisonnée de la ressource en eau. Educagri, 2è édition. 239 pp.

Trouche, G., et Morlon. P., 1999. Comparaison de différentes méthodes d'estimation de la réserve en eau utiles des sols (RU) dans le périmètre d'O.G.A.F. Etude et Gestion des sols, 6, 1, 1999 - pages 41-54.

UICN., 1973. United Nations List of National Parks and Equivalent Reserves. Publ. NS., n°27.

Van Genuchten. M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, 44, 892–898.

Velde, B. and Barré, P., 2010. Soils, Plants and Clay Minerals - 1st ed., 349 pp.

Verger, F., 2005. Marais maritimes et estuaires du littoral français, Belin, Paris, 335 pp.

Visset, L., 1987. Etude pollen analytique de quelques sites du Marais Poitevin. In: Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire - Volume 24 - Numéro 2, pp. 81-91.

Waxman, M.H., and Smits, L.J.M., 1968. Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands. Jounal of the Society of Petroleum Engineering, 8: 107-102.

Zhou, S., 1997. Caractérisation des sols de surface à l'aide du pénétromètre dynamique léger à énergie variable type "PANDA". Thèse de doctorat. Université Blaise Pascal, Clermont Ferrand.

Norme :

Norme NF P 94-050 (Septembre 1995). Sols : reconnaissance et essais - Détermination de la

teneur en eau pondérale des matériaux - Méthode par étuvage

Norme NF P 94-051 (Mars 1993). Sols : reconnaissance et essais - Détermination des limites d'Atterberg -Limite de liquidité à la coupelle - Limite de plasticité au rouleau

Norme NF P 94-052-1 (Novembre 1995). Sols : reconnaissance et essais - Détermination des limites d'Atterberg - Partie 1 : Limite de liquidité - Méthode du cône de pénétration.

Norme NF P 94-054 (Octobre 1991). Sols : reconnaissance et essais - Détermination de la masse volumique des particules solides des sols - Méthode du pycnomètre à eau.

Norme NF P 94-093 (Septembre 1997). Sols : reconnaissance et essais - Détermination des caractéristiques de compactage d'un sol - Essai Proctor normal-Essai Proctor modifié.

Norme XP P 94-060-1 (Décembre 1997). Sols : reconnaissance et essais - Essai de dessiccation - Partie 1 : Détermination conventionnelle de la limite de retrait sur le passant à 400 µ.m d'un matériau

Norme XP P 94-060-2 (Décembre 1997). Sols : reconnaissance et essais - Essai de dessiccation - Partie 2 : Détermination effective de la limite de retrait sur un prélèvement non remanié.

Sites internet:

http://www.legifrance.gouv.fr (Loi N°92-3 du 3 janvier 1992)

http://www.developpement-durable.gouv.fr/

http://www.ramsar.org/

ANNEXE 1 : Extrait du rapport :

- Historique sur les méthodes d'imprégnation des sols argileux
- Les expérimentations et développements 2014

HydrASA – ENSIP
Ecole Nationale Supérieure d'Ingénieurs de Poitiers
1 rue Marcel Doré
86073 Poitiers cedex 9

Assistance à la recherche sur l'imprégnation, la confection de supports d'études dans le but de réaliser des analyses microstructurales des sols argileux à fortes teneurs en eau.

Raymond Tojo Radimy, Patrick Dudoignon

Décembre 2014

Historique sur les méthodes d'imprégnation des sols argileux

Dans un premier temps les imprégnations de sols et roches altérés ont été obtenues par des résines polyester plus ou moins diluées d'acétone mais sur des échantillons préalablement séchés. L'incompatibilité résine polyester - eau nous a poussé à développer d'autres techniques. L'objectif essentiel est de conserver, après imprégnation, la microstructure du matériau à son état hydraté initial. Avant 2014, trois techniques d'imprégnation d'échantillons argileux humides ont été envisagées dans l'équipe.

1 - Imprégnation après lyophilisation par des résines de type polyester

La technique n'a pas été retenue à cause de la fragilité des matrices argileuses à forte porosité, facilement perturbées lors de l'imprégnation.

2 - Substitution progressive eau -acétone -résine

Cette technique a largement été utilisée par l'INRA pour l'imprégnation de sols et notamment sur le bri (Dudoignon et al., 2007). La technique est basée sur l'échange progressif eau-acétone-résine. Au cours de l'échange eau-acétone, l'acétone est purifiée de l'eau « absorbée » à travers une colonne de zéolite. Après le remplacement complet de l'eau par l'acétone cette dernière est progressivement remplacée par la résine. Cette étape est effectuée sous vide. La polymérisation opère sous rayonnement U.V. naturel. La méthode nécessite une polymérisation lente de manière à éviter le phénomène de retrait (Murphy et al., 1977). La résine utilisée est un mélange de polyester avec 35% de styrène (Crystic SR 17449). Elle est caractérisée par une viscosité de 380 mPa et un faible retrait. Dans l'objectif de faire des observations et quantification de porosité, la résine est dopée avec un pigment fluorescent aux UV. Le pigment photoluminescent (UVITEX OB) est 2,5-thiophenediylbis (5-ter-butil-1,3-benzoxazole) dont le poids moléculaire est de 430,6 g.mol-1. La concentration du pigment est 3,49 mg cm-3 (Lamandé et al., 2003).

La méthode a été employée pour caractériser la répartition porale sur des profils de sols à St Laurent de la Prée (Figure 14 ; Dudoignon et al., 2007).

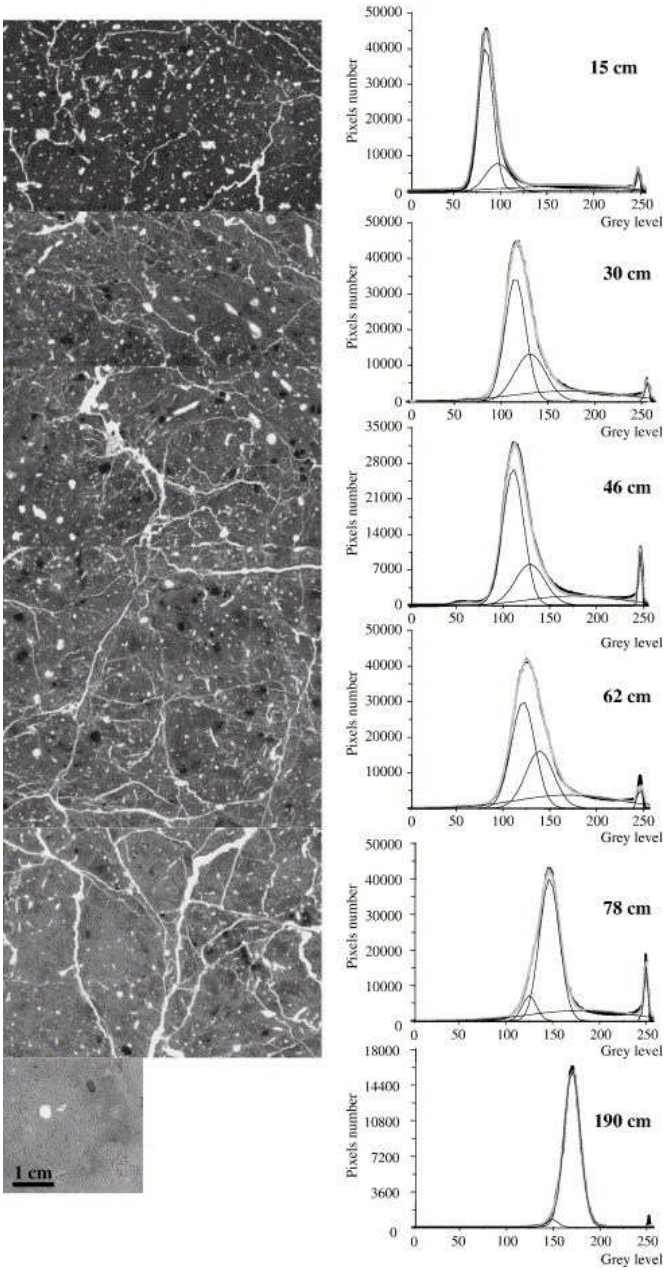


Figure 14 : Exemple de répartition vertical de porosité mesurée sur un profil de sol sur bri de St Laurent de la Prée. Les images ont été capturées sous lumière UV sur des surfaces polies. Les diagrammes de niveau de gris ont été décomposés en gaussiennes. Les pics dominants caractérisent la matrice argileuse. Le déplacement des pics par rapport à l'abscisse traduisent le pourcentage de porosité (d'après Dudoignon et al., 2007).

3- Imprégnation par le PMMA et ^{14}C-PMMA

Les tentatives d'imprégnation ont été effectuées dans un premier temps sur des échantillons carottés de bri par Gallier (2010). Les teneurs en eau initiales des échantillons étaient comprises entre 20 et 60%. Le PMMA étant incompatible avec l'eau, avant imprégnation deux types de préparation des échantillons ont été effectués :

- séchage à l'étuve (80°C)
- lyophilisation (-70°C).

Après séchage ou lyophilisation les échantillons sont « bloqués » dans un réacteur en aluminium, mis sous vide, le PMMA est ensuite injecté dans le réacteur pour imprégnation.
Les polymérisations ont été conduites par deux procédés :

- irradiation au ^{60}Co
- chauffage (55°C).

La polymérisation par chauffage est facilitée par l'introduction d'un « initiateur », le benzoyl peroxyde (BPO).
Les porosités mesurées par autoradiographie après lyophilisation ont été très proches des porosités classiquement mesurées sur ces échantillons à l'état humide: la porosité globale semble conservée par cette méthode de « séchage » par sublimation de la glace. Néanmoins des doutes subsistent sur la conservation texturale du matériau. A l'inverse les mesures tentées sur les échantillons séchés par chauffage se sont heurté :

- à des problèmes de retrait et « condensation » de la matière et
- à des imprégnations incomplètes (Gallier, 2011).

Face au problème d'incompatibilité MMA – eau l'objectif de ce travail est le développement de méthodologie d'imprégnation de matériaux argileux à fortes teneurs en eau en utilisant une résine compatible avec l'eau et en évitant tous les artéfacts provoqués par des préparations (séchage) des matériaux.

IV - Les expérimentations et développements 2014

Les développements de ces méthodes d'imprégnation ont été poursuivis à Poitiers pendant l'année 2014 par Raymond Tojo Radimy (Doctorant HydrASA-ENSIP) et Juuso Sammaljarvi (Université Helsinki) en utilisant les sols prélevés sur le site expérimental INRA de St Laurent de la Prée) étudiés dans le cadre de la thèse de Raymond Tojo Radimy.

IV-1-Matériel et méthodes

Matériel

Les échantillons de sol ont été carottés sur le site expérimental de l'INRA de St Laurent de la Prée (Charente Maritime). Les carottages ont été limités à 70 cm de profondeur. Néanmoins les profils verticaux des sols caractéristiques de ces territoires montrent toujours des teneurs en eau croissantes avec la profondeur. Ils ont ainsi permis des prélèvements d'échantillons avec des teneurs en eau comprises de la limite de retrait (W=20%) à l'état plastique (état mouillé W > 50%). Le bri présente une structure argilo-limoneuse, avec des fractions infra 20 µm supérieures à 90% et infra 5 µm dans l'intervalle 55-70% (Figure 15 a).

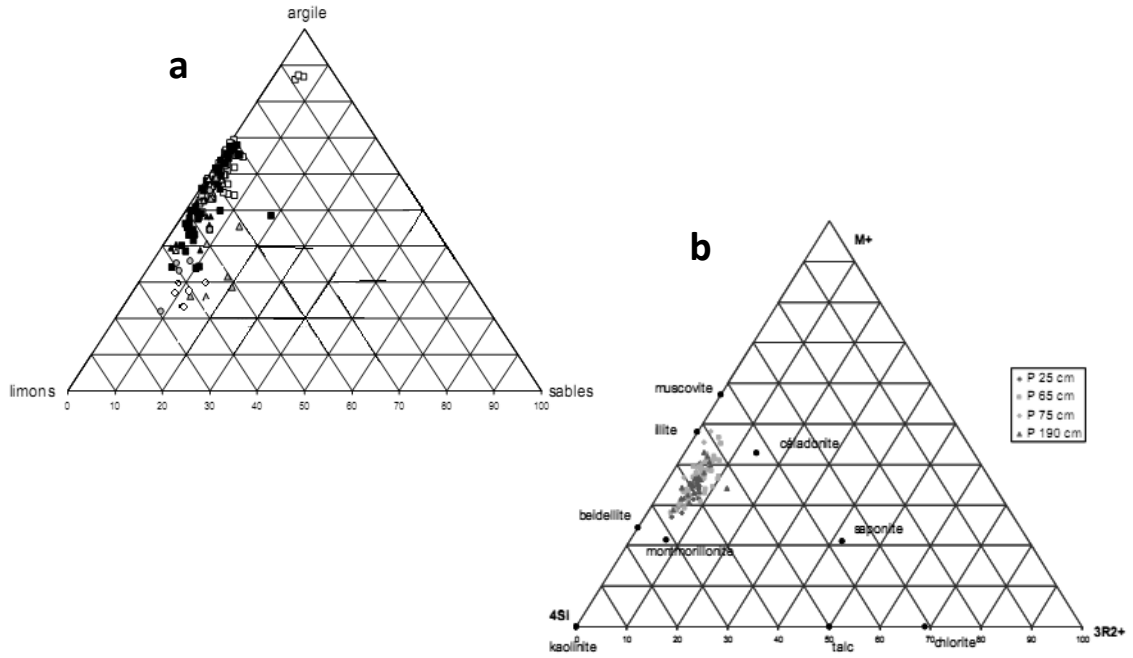


Figure 15 : Représentation récapitulative de la texture du Bri et de sa composition minéralogique (Bernard 2006 ; Gallier, 2010).
Le bri présente des compositions minéralogiques homogènes. Caractérisées par diffraction de Rayons X, celle-ci sont constituées d'illites, kaolinite, intestratifiés illite-smectite et de smectites pures en très faibles quantités (Bernard, 2006 ; Gallier, 2010).
Il présente des propriétés de retrait gonflement très importantes :i.e 50% d'augmentation de volume entre la limite de retrait (Wr=20%) et la limite de plasticité (Wp = 40%), et 100% entre la limite de retrait et la limite de liquidité (Wl= 70-80%) (Bernard, 2006). Ceci correspond à des augmentations successives de l'indice des vides de 0, 5 (Wr) à 1,0 (Wp) et 1,7 (Wl) (Figures 5, 6, 7 et 13).

Méthode
Huit protocoles d'imprégnation ont été successivement essayés. Ils sont basés sur l'utilisation successive de trois types de liant (résines monomères) :

- **MMA** (MéthAcrylate de Méthyle) c'est un composé organique (monomère) de formule chimique $C_5H_8O_2$ de viscosité dynamique = 0.6 mPa/s à 20°C (1 mPa/s à 20°C pour l'eau) et de masse volumique = 0.942g/ml à 25°C
- **DMAEMA** (DiMéthylAminoEthylMéthAcrylate : c'est un amorceur) (monomère) de formule chimique $C_8H_{15}O_2N$ avec une viscosité de 1.34 mPa/s et de densité de 0.933g/ml à 25°C
- **HEMA** (Hydroxy Ethyle MéthAcrylate), (monomère) de formule chimique $C_6H_{10}O_8$ et de viscosité dynamique = 6.82 mPa/s et de densité de 1.073g/ml à 20°C

d'un initiateur de la réaction de polymérisation :

- **BPO** (benzoyle peroxyde) ayant une densité de 1.334g/ml à 25°C

et d'un colorant

- **EPODYE** (teinture fluorescente)

Les huit protocoles ont été les suivants:

(1) imprégnations MMA + BPO
(2) imprégnations MMA+ BPO + EPODYE
(3) imprégnations MMA + BPO + DMAEMA
(4) imprégnations MMA + BPO + DMAEMA + EPODYE
(5) imprégnations HEMA + MMA + BPO + EPODYE
(6) imprégnations HEMA + MMA + BPO + EPODYE après lyophilisation
(7) imprégnations HEMA + MMA + BPO + EPODYE d'échantillons à volume contraint.
(8) imprégnations MMA + BPO + DMAEMA + EPODYE d'échantillons à volume contraint.

Le protocole d'imprégnation et polymérisation reste le même (Figure 16):

- introduction de l'échantillon dans un réacteur en téflon ouvert (mise en boite dans un flacon Nalgène)
- Mise sous vide de l'échantillon
- Introduction de la résine (MMA, MMA + DMAEMA, HEMA + MMA) additionné de BPO (0.5% massique) avec ou sans colorant EPODYE
- Fermeture et étanchéification du réacteur
- Conservation à froid (4°C)
- Polymérisation à chaud (bain marie 16h à 55°C pour MMA et DMAEMA, ou 72h à 75°C pour HEMA).

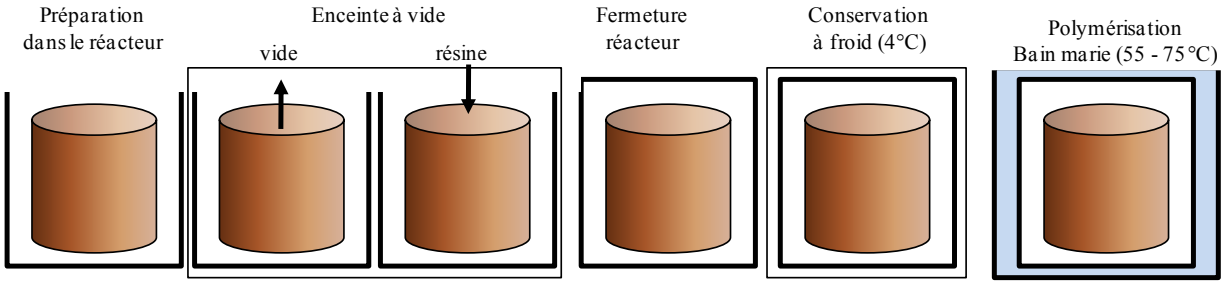


Figure 16 : Schématisation des 6 étapes successives de l'imprégnation et polymérisation. (1à5 imprégnation, 6 polymérisations)

IV-2 Résultats

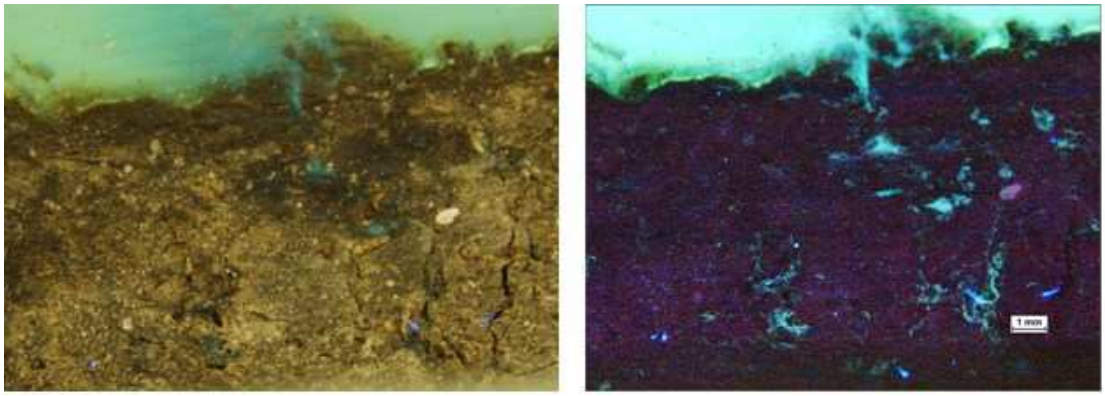
IV.2.1. Iimprégnations MMA + BPO

Dans l'objectif de vérifier les possibilités d'imprégnation par le MMA un échantillon à très faible teneur en eau voisine de limite de retrait (20%) a été imprégné par un mélange 100% MMA + 0.5% BPO. L'échantillon a un diamètre de 3 cm et une hauteur de 2.8 cm. L'imprégnation s'est faite sous hotte aspirante à température ambiante du laboratoire (25°C) et a duré une semaine. Après l'imprégnation la résine reste liquide et immerge bien l'ensemble de l'échantillon. La polymérisation a été effectuée à 55°C (bain marie) pendant 16 heures. Après polymérisation, l'ensemble échantillon et son enrobage de résine est solide mais néanmoins légèrement déformable si on appuie dessus. L'observation après sciage de l'échantillon met en évidence une imprégnation périphérique (quelques mm) complète mais une partie centrale encore mole témoin d'une imprégnation et ou polymérisation incomplète.

Une matrice argileuse (Bri) à la limite de retrait est caractérisée par microporosité extrêmement fermée équivalente à une conductivité hydraulique de l'ordre de 10^{-11} m/s qui ne peut que limiter la pénétration de la résine. Malgré la viscosité dynamique du MMA inférieure à celle de l'eau, le caractère hydrophobe du MMA associé a une pression de succion très élevée de l'eau résiduelle dans les micropores est un deuxième facteur limitant la pénétration du MMA.

IV.22. Imprégnations MMA+ BPO + EPODYE

Le même test (100% MMA + 0.5% BPO) a été refait sur le même matériau (W=20%) en ajoutant du colorant EPODYE. Les résultats sont identiques. Les observations sous UV montrent une imprégnation partielle. Celle-ci est limitée à quelques millimètres (6 mm) en périphérie de l'échantillon. La partie centrale qui garde un comportement plastique n'est pas imprégnée. Néanmoins, le colorant apparaît dispersé sur quelques microsites et/ou microfissure dans la partie centrale de notre échantillon (Figure 17).



Figures 17 : L'imprégnation du sol argileux proche de la limite de retrait est nette pour les micropores et microfissures. Par contre elle est difficile à discerner au sein de la matrice argileuse. Les microfissures non colmatées par la résine doivent être attribuées à un phénomène de retrait post imprégnation.

L'observation sous U.V. des sections successives confirme la pénétration très limitée du MMA au sein de la matrice à la limite de retrait. Les études menées auparavant par différents auteurs (Hellmuth et al., 1993; Siitari-kauppi, 2002; Prêt, 2003; Sardini et al., 2007, 2009; Caner, 2011) ont montré les possibilités d'imprégnations par le MMA de matériaux sec (sols et roches) .

Dans le cas de nos matériaux argileux à la limite de retrait l'eau résiduelle extrêmement liée à la microporosité semble bloquer la pénétration de la résine.

IV.2.3. Imprégnation MMA + BPO + DMAEMA

Le mélange d'imprégnation est constitué de 25% MMA + 75% DMAEMA + 0,5% BPO. L'échantillon de Bri testé avait une consistance initiale voisine de la limite de retrait ($W \geq Wr$; 20-25%). L'imprégnation a duré 8 jours à 4°C. Après l'imprégnation la résine reste liquide et immerge bien l'ensemble de l'échantillon. La polymérisation a été effectuée à 55°C pendant 16h. Après polymérisation, la consolidation n'est pas complète car l'échantillon reste

mou. Après sciage, l'échantillon présente une périphérie (5-6 mm) qui n'est pas complètement solide et une partie centrale molle.

Le mélange 25% MMA + 75% DMAEMA apparaît encore moins performant que 100% de MMA. La faible pénétration peut s'expliquer par les mêmes raisons que précédemment et peut être amplifiée par une teneur en eau un peu plus forte de l'échantillon face au caractère hydrophobe du DMAEMA et également par sa viscosité plus élevée.

IV.2.4. Imprégnation MMA + BPO + DMAEMA +EPODYE

Le mélange d'imprégnation est également 25% MMA + 75% DMAEMA + 0,5% BPO mais avec rajout du colorant EPODYE. Le protocole a été le même : i.e. imprégnation sous vide à (4°C) pendant 8 jours et polymérisation à 55°C pendant 16h. Ce protocole confirme les résultats précédents : la partie centrale de l'échantillon reste plastique après polymérisation. Les observations sous UV montrent une imprégnation et polymérisation en périphérie de l'échantillon d'environ 5 à 7mm. La partie centrale reste peu pénétrée par la résine. Le colorant n'est que dispersé sur quelques microsites et/ou microfissure dans la partie centrale de notre échantillon.

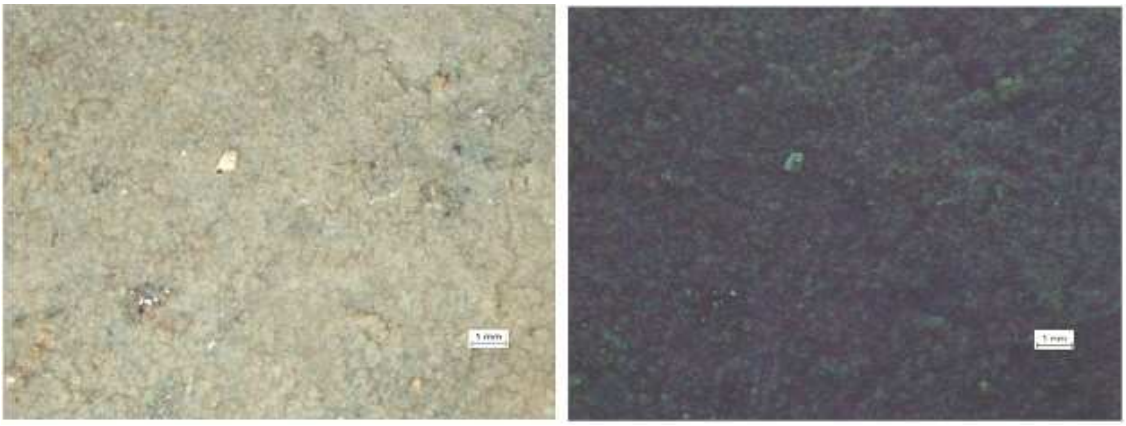


Figure 18 : En partie centrale de l'échantillon le matériau conserve un état plastique (non parfaitement consolidé) après imprégnation, la matrice argileuse présente une structure "micro-granuleuse" (ou "floculée") qui semble être due à une diffusion hétérogène de la résine à l'échelle microscopique.

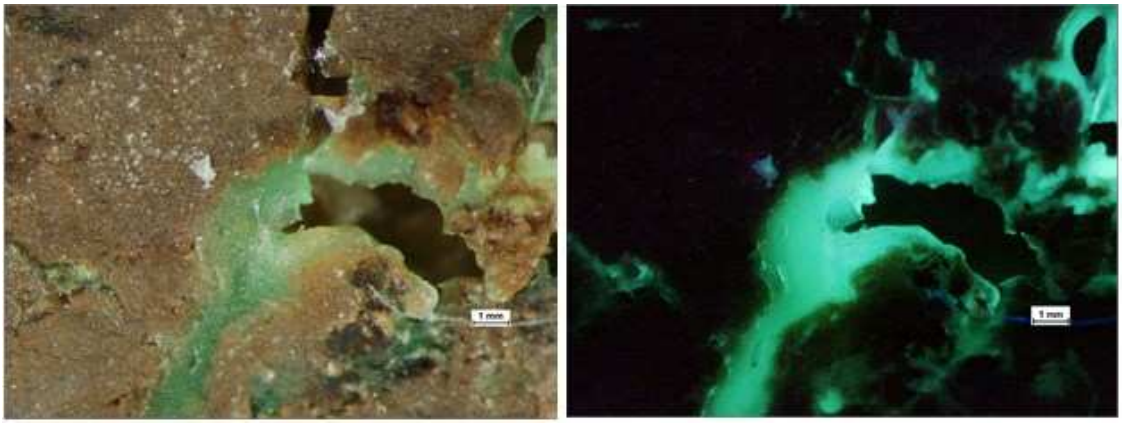


Figure 19 : En périphérie la pénétration de la résine n'est évidente que dans les macropores, la coloration de la matrice par l'EPODYE reste très faible.

Les observations confirment la difficulté de pénétration du mélange 25% MMA + 75% DMAEMA dans la matrice argileuse proche de la limite de retrait et partiellement saturée (Figures 18, 19).

IV.2.5. Imprégnations HEMA + MMA + BPO + EPODYE

Dans un premier temps, pour essayer de « bloquer » le plus efficacement possible l'effet hydrophobe du MMA, le mélange d'imprégnation utilisé a été 75% HEMA (hydrophile) + 25% MMA + 0,5% BPO. Les essais ont été effectués sur des échantillons de sol séchés à l'air libre pendant 2 jours (22-25°C), et finalement proches de la limite de retrait (W=20%). Quatre échantillons ont été imprégnés. Les temps d'imprégnation sous vide (4°C) testés ont été respectivement d'une, deux, trois et quatre semaines. Après une semaine d'imprégnation le niveau de la résine a légèrement descendu (3mm) dans le réacteur correspondant au test d'une semaine. Un ajout de résine a donc été nécessaire avant l'étape de polymérisation. Par contre aucun rajout de résine n'a été nécessaire pour les trois autres échantillons (deux, trois et quatre semaines). La polymérisation a été effectuée à 75°C pendant 72h avec une montée en température effectuée par paliers (Annexes 1 et 2). Après polymérisation, tous les échantillons présentent un état solide. Cet état solide, témoin de la bonne imprégnation et polymérisation complète, a été vérifié après sciage et observation sous loupe binoculaire.

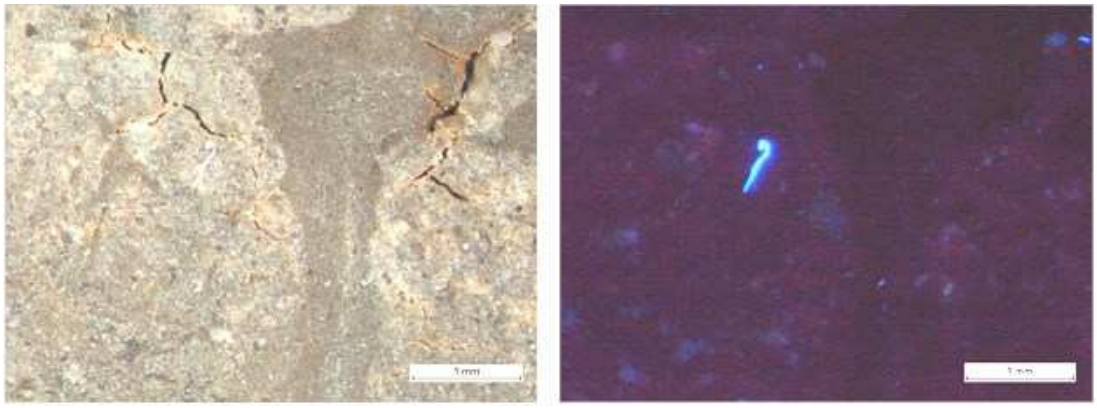


Figure 20 : La coloration de la matrice argileuse quoique discrète témoigne de son imprégnation complète. La faible coloration est à attribuer à la faible microporosité du matériau. Quelques micro-fractures non colmatées par la résine témoignent du retrait du matériau post imprégnation.

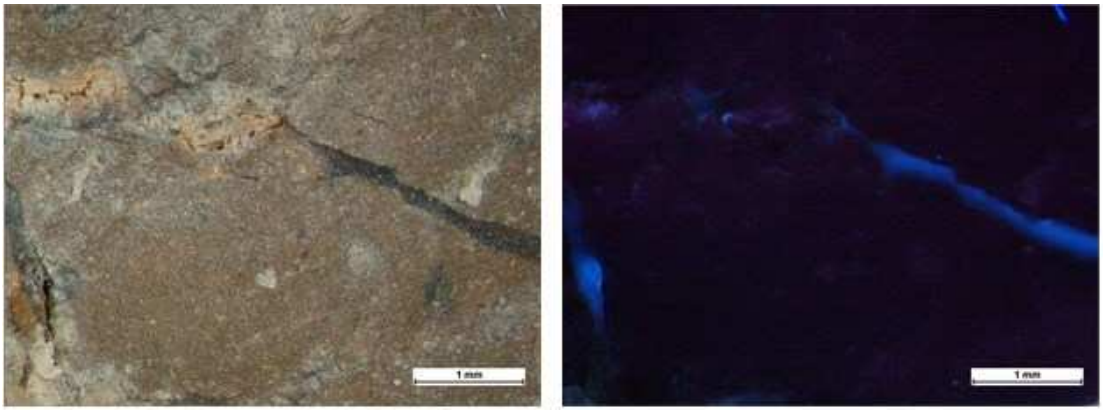


Figure 21 : Exemple d'imprégnation complète de l'échantillon matrice et fracture de retrait initiale.

Par rapport aux tentatives d'imprégnation des matrices argileuses, proches de la limite de retrait, par le MMA et/ou un mélange MMA+DMAEMA l'imprégnation complète traduit le caractère hydrophile du HEMA malgré une viscosité beaucoup plus élevée.

Dans un deuxième temps, pour tester l'influence de la teneur en eau, les mêmes tests d'imprégnation ont été effectués sur un profil de sols comprenant des échantillons carottés de 5 à 40 cm de profondeur, donc caractérisés par des teneurs en eau comprises entre la limite de retrait (Wr=20%) et la limite de plasticité (Wp=40%). Pour l'ensemble des échantillons, l'imprégnation s'accompagne du gonflement des échantillons et de la baisse du niveau de la résine dans le réacteur. La conséquence est encore la nécessité de rajout de résine dans le réacteur pour immerger entièrement l'échantillon avant de faire la polymérisation.
Après polymérisation les échantillons apparaissent globalement consolidés. Les vérifications sont effectuées par observation UV sur les tranches obtenues par sciages successifs. Les échantillons apparaissent presque tous complètement imprégnés. Néanmoins quelques parties centrales à l'état plastique subsistent mais de manière nettement plus discrètes que lors des imprégnations par le MMA.

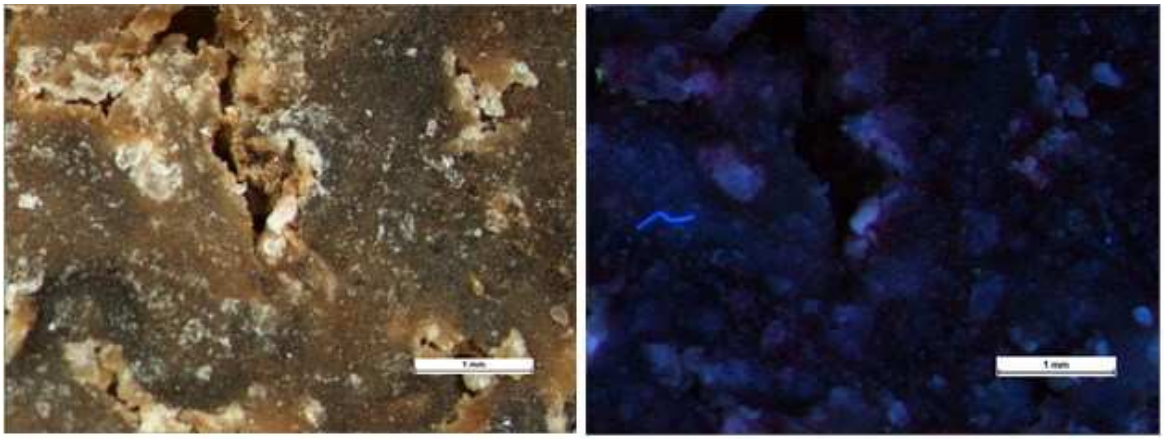


Figure 22 : La matrice est globalement imprégnée mais le phénomène de gonflement a provoqué l'ouverture de macropores en partie supérieure de l'échantillon qui n'ont pas forcement été remplis par la deuxième injection de résine qui a été effectuée à pression atmosphérique et non sous vide.

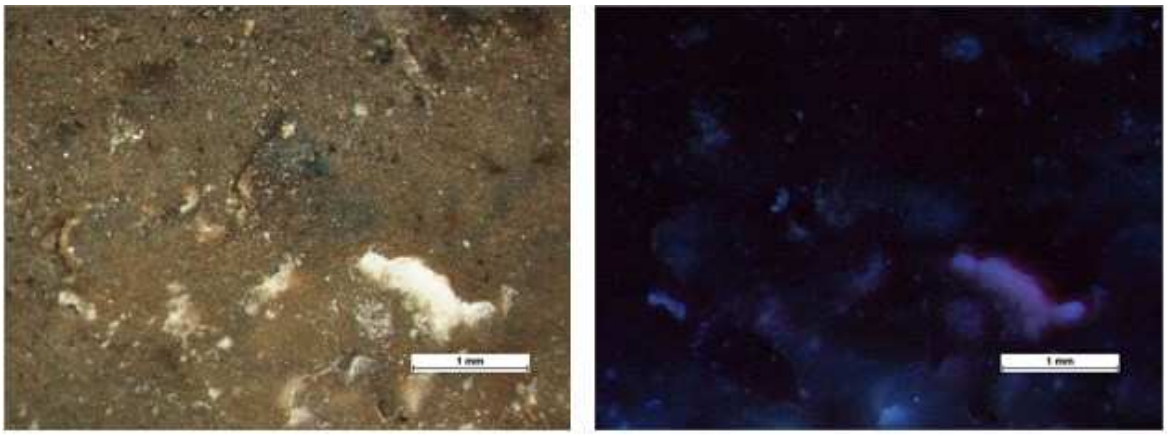


Figure 23: En partie centrale la microstructure ne semble pas affectée par le phénomène de gonflement.

La pénétration du HEMA dans les matrices argileuses plus ou moins saturées, à plus fortes teneurs en eau, est également effective grâce à son caractère hydrophile. Néanmoins ce type d'imprégnation a mis en évidence des problèmes de gonflement des échantillons lors de la pénétration de la résine. Le gonflement des "cristallites argileux" sont généralement attribués à l'insertion de molécules organique en sites interfolliaires en liaison et/ou en substitution des" couches d'eau". Ce mécanisme est limité aux minéraux smectitiques. Le bri est constitué majoritairement de kaolinite et illite et de manière plus discrète d'interstratifiés illite/smectite. La smectite pure y est rare. Le phénomène de gonflement associé à l'épaisseur des feuillets des phyllsilicates doit y être limité. Par contre le caractère hydrophile du HEMA doit favoriser les liaisons H_2O-HEMA dans les microsites encore remplis d'eau sous fortes pressions de succion.

IV.2.6. Imprégnations HEMA + MMA+ BPO + EPODYE après lyophilisation

Les mêmes tests d'imprégnation (75% HEMA + 25% MMA + 0,5% BPO) ont été effectués sur deux échantillons de sols carottés à 10 cm et 70 cm de profondeur, caractérisés par des teneurs en eau proches de la limite de retrait en surface (Wr=20%) et de la limite de liquidité en profondeur (Wl=70%). Les temps d'imprégnation sont d'une semaine pour chacun des échantillons. L'objectif de la lyophilisation est de sécher les échantillons en évitant le retrait des matrices argileuses. Après imprégnation et polymérisation les échantillons apparaissent entièrement solides L'observation sous UV montrent que l'imprégnation et la polymérisation sont complètes au sein des échantillons. Les seuls artéfacts observés sont quelques microfissures (Figure 24).

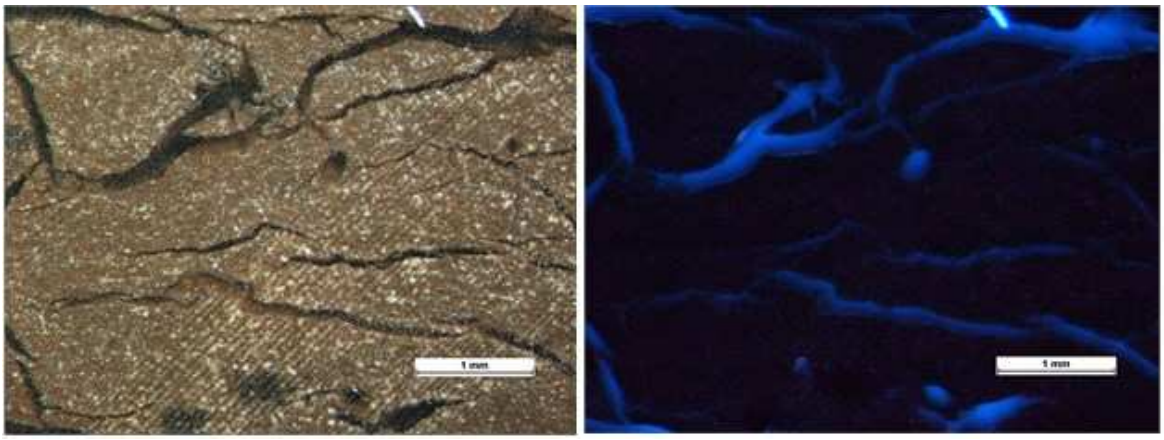


Figure 24 : Pour cet échantillon consolidé la matrice est imprégnée malgré sa faible coloration. Par contre les fissures colmatées par la résine sont typiques du phénomène résiduel de retrait induit par la lyophilisation.

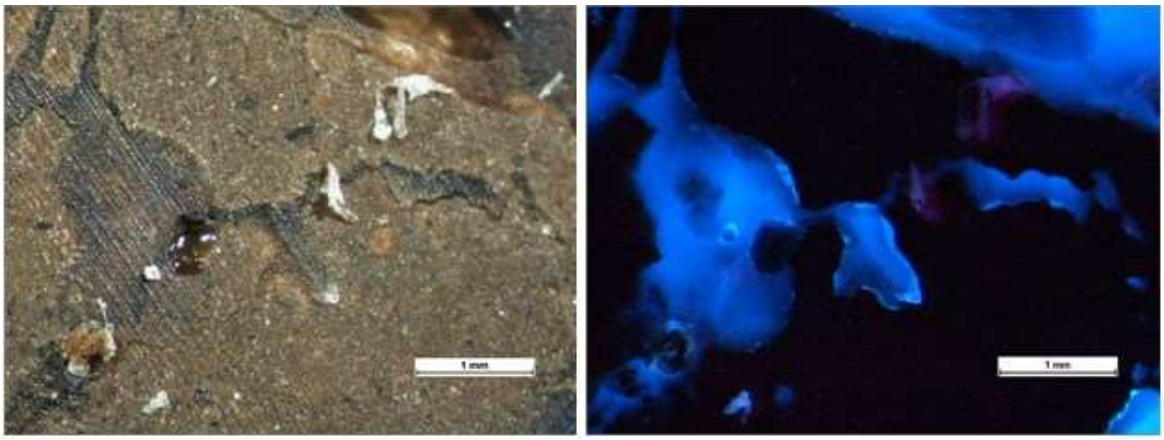


Figure 25 : Contraste entre matrice et macroporosité dans l'échantillon consolidé témoin de la faible microporosité de matrice.

Le fait de lyophiliser la matrice argileuse à forte teneur en eau permet d'évacuer les molécules d'eau sans refermer la microporosité du matériau. Malgré la forte viscosité dynamique du HEMA, le mélange 75% HEMA + 25% MMA peut pénétrer à l'intérieur de la microporosité. Aucune interaction H_2O - HEMA n'est possible, aucun effet de gonflement n'apparaît.

IV.2.7. Imprégnations HEMA + MMA+ BPO + EPODYE d'échantillons à volume contraint

L'objectif du test est d'éviter les éventuels gonflements des échantillons en présence de la résine (75% HEMA + 25% MMA + 0,5% BPO). Le protocole est identique mais appliqué à des échantillons contraints en volume dans des mini bâtis en aluminium (Figure 26). Ces bâtis sont cylindriques avec la base et le couvercle fermés par des pierres poreuses. Les bâtis ont un dimensionnement identique à celui des éprouvettes argileuses: 1.9 cm de diamètre et de 2 cm de hauteur. Les tests ont été réalisés avec 4 échantillons ayant une teneur en eau de 35%. Les temps d'imprégnation sont d'une, deux, trois et quatre semaines respectivement. Après imprégnation, notre échantillon est toujours entièrement immergé dans la résine. Après polymérisation l'ensemble est complètement consolidé. Après sciage, l'observation sous UV montre une imprégnation et polymérisation totale du matériau. L'induration parfaite des échantillons est vérifiée.



Figure 26 : Echantillons contraint dans le bâti en aluminium avant imprégnation. Après imprégnation et polymérisation, l'échantillon est parfaitement solidifié et peut être scié.

Le bâti en aluminium permet de contraindre la pression de gonflement de la matrice argileuse lors de la pénétration du HEMA. Le caractère hydrophile du HEMA permet l'interaction avec l'eau et sa pénétration dans la microporosité initiale du matériau. Ce protocole permet d'imprégner et d'indurer la matrice argileuse humide sans déformation (à priori) de sa microstructure.

IV.2.8. Imprégnations MMA + DMAEMA + BPO + EPODYE d'échantillons à volume contraint

Les mêmes tests ont été effectués sur 4 échantillons à 35% de teneur en eau contraints dans les mini bâtis en aluminium mais en employant le mélange 75% de DMAEMA + 25% de MMA + BPO et le colorant EPODYE. Les imprégnations ont duré une, deux, trois et quatre semaines respectivement. Après ces temps d'imprégnation, les échantillons restent toujours immergés dans la résine. La polymérisation est vérifiée après sciage et par observation sous UV. En fait si la polymérisation semble complète en périphérie du bâti, le matériau reste plastique en partie centrale.

Malgré les faibles viscosités du MMA et du DMAEMA l'imprégnation reste imparfaite. Le caractère hydrophobe des produits semble finalement peu adapté à l'imprégnation des matrices argileuses humide.

V. Conclusion

Les problèmes rencontrés sont l'incomplète imprégnation et/ou mauvaise polymérisation. Ils se traduisent par des états finaux des échantillons non complètement consolidés et solidifiés : i.e. aspect plastique et non compatible avec le sciage.

Les différents mécanismes et/ou problèmes physique mis en cause sont liés aux :

- caractère hydrophile ou hydrophobe des différents monomères par rapport à l'humidité des matrices argileuse,
- propriétés hydromécaniques des matrices argileuses susceptibles d'évoluer lors des mécanismes de retrait/gonflement. Ce sont (1) les très faibles perméabilités résiduelles de ces matrices causées par le réarrangement des cristallites lors des phases de retrait et (2) les très fortes pressions de succion qui lient les molécules d'eau aux phases minérales dans les micropores.
- et au gonflement éventuel de la matrice lors de l'imprégnation.

Dans ces conditions, l'objectif a été de tester différents monomères : MMA, DMAEMA et HEMA. Le colorant EPODYE est utilisé pour suivre la pénétration des résines au sein de la matrice.

Le monomère MMA a déjà donné satisfaction pour les matériaux secs. Le nouveau monomère HEMA est testé pour des sols humides. Les essais ont été effectués pour différents ratio monomères - initiateur BPO.

En résumé, les résines MMA et DMAEMA sont satisfaisant pour des matériaux secs. Par contre pour les matériaux argileux humides ils ne permettent pas d'obtenir un durcissement complet malgré la taille réduite des échantillons (3cm Ø*2.8cm H). La température de polymérisation est de 55°C en suivant les paliers indiqués en annexe pour une durée totale de 16h.

Par contre, pour les mêmes échantillons humides, les imprégnations sont satisfaisantes avec le monomère HEMA à condition de limiter leurs tailles (1,9cm Ø*2.0cm H) et d'utiliser le composé 75% de HEMA + 25% de MMA + BPO. Le même monomère permet l'imprégnation correcte des échantillons secs. Néanmoins les possibilités de gonflement des matrices lors de l'imprégnation doivent être bloquées par un système de confinement adapté. Les cellules en aluminium confectionnées dans le cas de nos tests ont été parfaitement efficaces. Les temps d'imprégnation à 4°C des échantillons les plus satisfaisants ont été de deux semaines. La température de polymérisation est de 75°C en suivant les paliers également indiqués en annexe pour une durée totale de 72h.

ANNEXE 1 : Tableau récapitulatif des essais d'imprégnation successifs

Echantillon	Test	Profondeur (cm)	Composition	Colorant (EPODYE)	Saturation	Sechage	Temps d'imprégnation (jour)	Polymérisation (heure et C°)
Sol argileux du marais de Rochefort	MMA	5	100%MMA	Non	demi-saturé	non	7	16h à 55°C
	MMA	10	75%DMAEMA+25%MMA	Non	demi-saturé	non	7	16h à 55°C
	DMAEMA	5	100%MMA	Oui	demi-saturé	non	7	16h à 55°C
	DMAEMA	10	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	7	16h à 55°C
	TJ1	10	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	10	16h à 55°C
	TJ2	10	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	10	16h à 55°C
	HEMA1	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	très sec	à l'air	7	72h à 75°C
	HEMA2	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	très sec	à l'air	14	72h à 75°C
	HEMA3	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	très sec	à l'air	21	72h à 75°C
	HEMA4	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	très sec	à l'air	28	72h à 75°C
	HEMA DS1	30 à 40	75%HEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	7	72h à 75°C
	HEMA DS2	30 à 40	75%HEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	14	72h à 75°C
	HEMA DS3	30 à 40	75%HEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	21	72h à 75°C
	HEMA DS4	30 à 40	75%HEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	28	72h à 75°C
	HEMA BS1	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	non	7	72h à 75°C
	HEMA BS2	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	non	14	72h à 75°C
	HEMA BS3	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	non	21	72h à 75°C
	HEMA BS4	10 à 20	75%HEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	non	28	72h à 75°C
	HEMA LYO 1	0 à 10	75%HEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	lyophiliser	10	72h à 75°C
	HEMA LYO 2	60 à 70	75%HEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	lyophiliser	10	72h à 75°C
	DMAEMA DS1	0 à 20	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	7	16h à 55°C
	DMAEMA DS2	0 à 20	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	demi-saturé	non	14	16h à 55°C
	DMAEMA DS3	60 à 70	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	non	21	16h à 55°C
	DMAEMA DS4	60 à 70	75%DMAEMA+25%MMA	Oui	bien saturé	non	28	16h à 55°C

ANNEXE 2 : Mode opératoire détaillé d'imprégnation et polymérisation

- **Imprégnation**

Quel que soit le type de résine, la procédure est la même.
- Préparation de l'échantillon (adapté à la taille et hauteur de la boîte : boîte spéciale fortement hermétique, ici c'est un flacon nalgène)
- Introduction de l'échantillon dans la boîte sans le couvercle
- Mettre le tout dans la chambre d'imprégnation pour faire le vide (chambre d'imprégnation reliée à la pompe à vide, mettre la pompe en marche)
- Après le vide, éteindre la pompe et déconnectez le tuyau de la pompe de la chambre d'imprégnation, puis versez la résine.
- Ouvrir la chambre d'imprégnation et récupérer l'échantillon avec une pince.
-Fermer la boite avec son couvercle et entourer la boite de parafilm pour parfaire l'étanchéité.
- Laisser l'échantillon dans le réfrigérateur (4°C) pour la durée de l'imprégnation.

- **polymérisation:**

Utilisation du bain thermostat HUBER CC-225B avec Pilot ONE.

- Remplir le bain thermostat avec de l'eau osmosée.
- Programmer le pilot comme suit:
  - ➔ Appuyer sur « **Menu** »
  - ➔ Appuyer sur « **Programmer/Ramp** »
  - ➔ Appuyer sur « **Edit program** »
  - ➔ Sélectionner un emplacement de programme vide ou déjà occupé
  - ➔ Appuyer sur « **OK** »
  - ➔ Appuyer sur « **Edit segment list** »
  - ➔ Appuyer sur « **OK** »
  - ➔ Appuyer sur « **Edit** » pour modifier un segment, « **Add** » pour ajouter un segment, sur «**Delete** » pour supprimer un segment
  - ➔ Appuyer « **T°** » pour sélectionner la température à atteindre durant le segment
  - ➔ Appuyer sur « **Time** » pour choisir la durée du segment en minutes
  - ➔ Appuyer sur « **Heating mode** » et sélectionner « **Internal** »
  - ➔ Appuyer sur « **T°** » et sélectionner « **Time stable** » ou « **Temperature stable** »*
  - ➔ Appuyer sur « **OK** »
  - ➔ Choisir le nombre de cycles de répétition du programme en appuyant sur « **1…N cycles** » et entrer le nombre de répétitions voulues ou « **Infinity number of cycles** » pour répéter le programme indéfiniment. Dans ce cas le programme devra être arrêté manuellement.
  - ➔ Appuyer sur « **OK** »
  - ➔ Dans le cas « **1…N cycles** », sélectionner « **Continue** » pour poursuivre le programme même après sa fin ou « **Stop** », pour qu'il s'arrête automatiquement à la fin du dernier segment
  - ➔ Appuyer sur « **OK** »
  - ➔ Entrer le nom du programme
  - ➔ Appuyer sur « **OK** »

Choisir « **Temperature stable » dans le cas où l'on doit atteindre une certaine température. De cette manière, si le segment est fini mais n'a pas atteint la température indiquée, la machine ne passera pas au segment suivant avant d'être à la valeur voulue. Dans le cas où l'on voudrait rester à une certaine température (ce qui sous-entend qu'elle ait été atteinte) pendant un certain temps, sélectionner « **Time stable** »*

- HEMA pour une durée de 72h
- MMA pour une durée de 16h
- DMAEMA pour une durée de 16h

- Sortir l'échantillon du réfrigérateur et vérifier si l'ensemble de l'échantillon est immergé dans la résine (sans enlever le couvercle ni le parafilm).

-Placer l'échantillon fermé hermétiquement dans le bain thermique. S'assurer que la surface de l'eau doit être à peu près au même niveau que le niveau de la résine à l'intérieur du flacon, afin de faciliter le transfert de chaleur efficace. NB : Le flacon ne doit pas être flottant cependant.

-Placer le couvercle du bain thermique.

-Utiliser les commandes du bain thermique pour obtenir le programme voulu (cela dépend du type de résine : 55°C pour MMA et DMAEMA ; 75°C pour HEMA),

-Lancez-le test (16h) pour MMA et DMAEMA ; 72H pour HEMA)

- Quand le test est fini, faire descendre la température du bain marie ; puis sortir l'échantillon

-Ouvrir le couvercle du flacon de l'échantillon et laisser sous hotte pour évaporer le reste de monomère qui n'a pas été polymérisé (risque de forte odeur).

-Enlevez l'échantillon polymérisé de sa boite manuellement si possible, si non, le couper avec avec la scie diamantée.

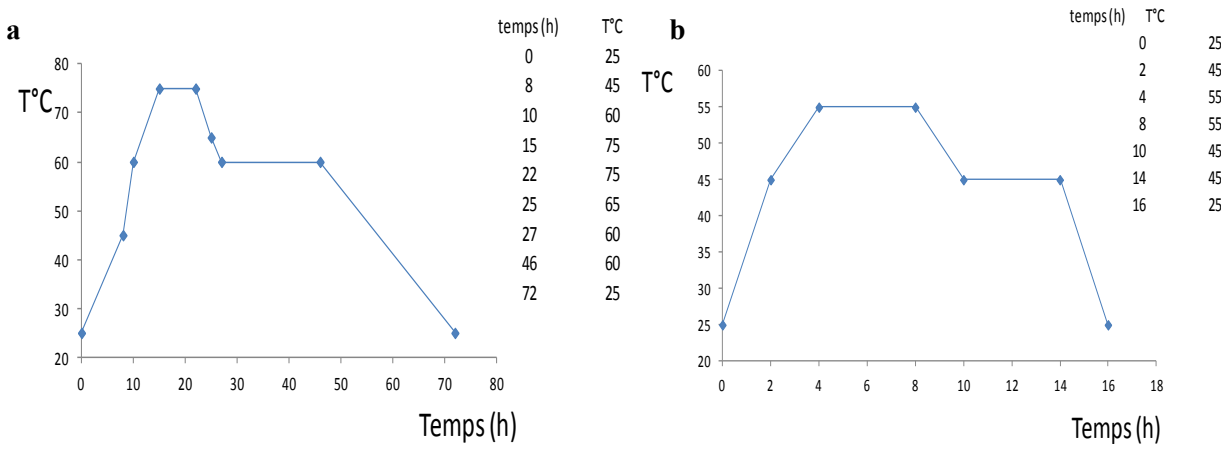


Figure : a- Palier de montée en température de polymérisation pour le monomère HEMA et b- Palier de montée en température de polymérisation pour les monomères MMA et DMAEMA

ANNEXE 2 : Imagerie microscopique : Microscope Optique et MEB sur « racine – sol »

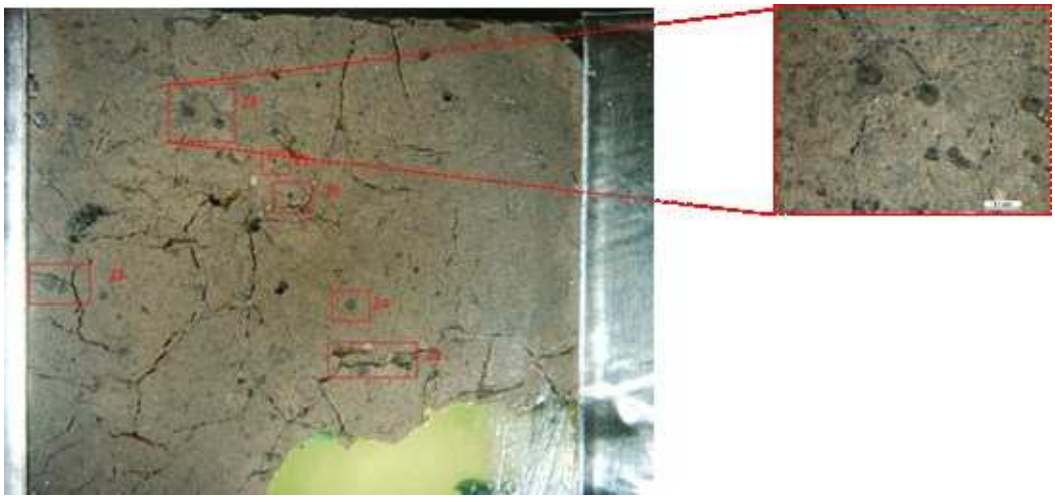


Figure 1: Observation d'un échantillon imprégné sous microscope binoculaire avec les zones d'observation au MEB.

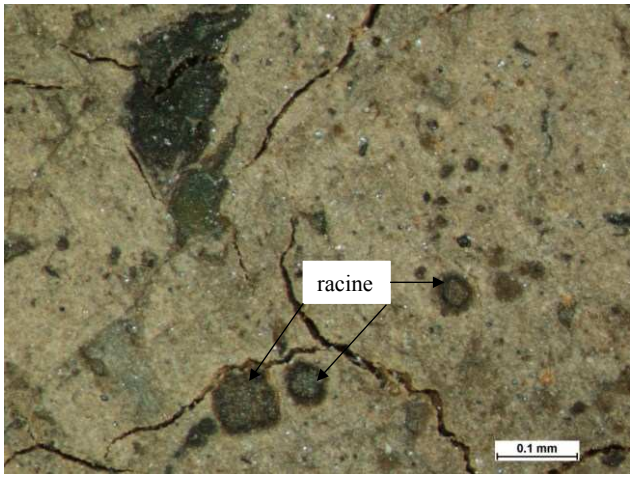


Figure 2 : Image d'une lame d'échantillon imprégné observé sous microscope binoculaire.

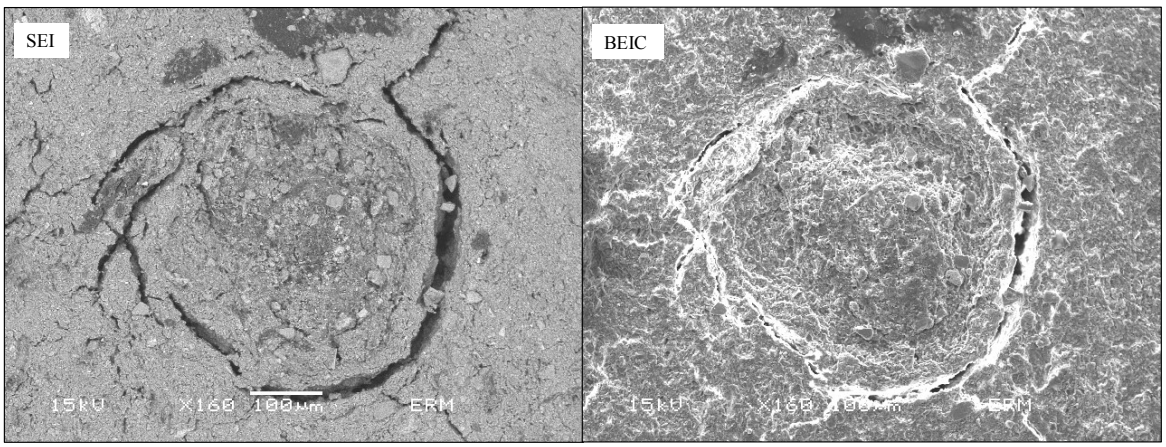


Figure 3 : Image d'une lame d'échantillon imprégné observé sous MEB en mode SEI et BEIC.

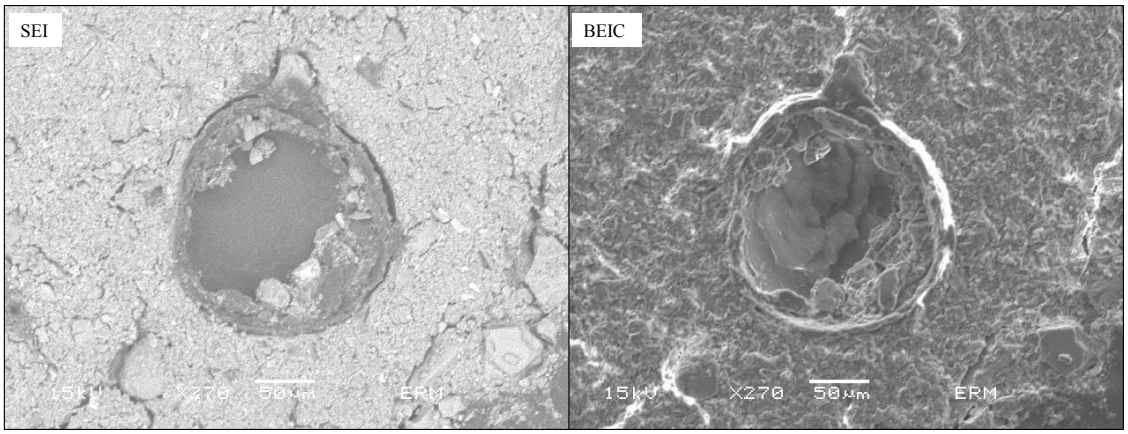


Figure 4 : Image d'un élément circulaire d'un échantillon imprégné observé sous MEB en mode SEI et BEIC.



Figure 5 : Image d'un échantillon intact entre le contact sol – racine sous microscope binoculaire.

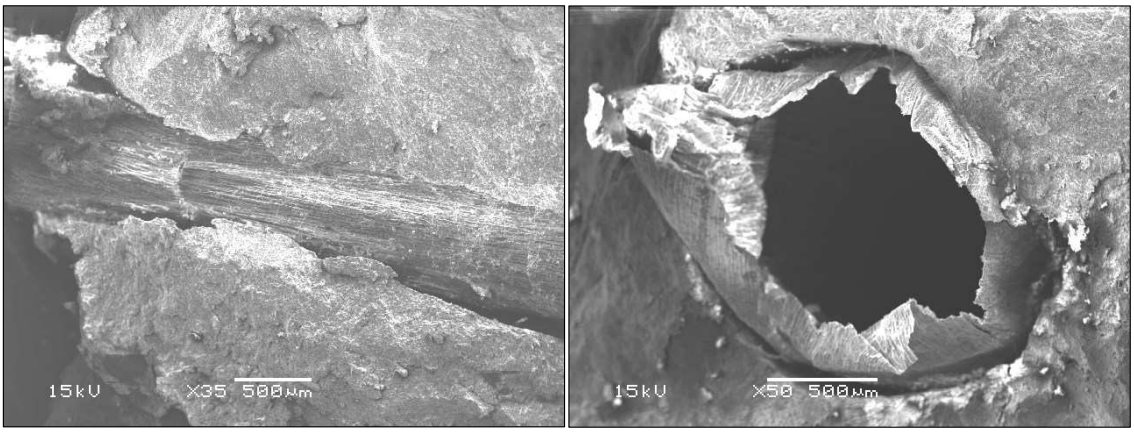


Figure 6 : Image d'un échantillon intact entre le contact sol – racine observé sous MEB en mode SEI.

ANNEXE 3 : Exemple des investigations sur les différents sites du marais Poitevin en 2015.

- **Luçon**

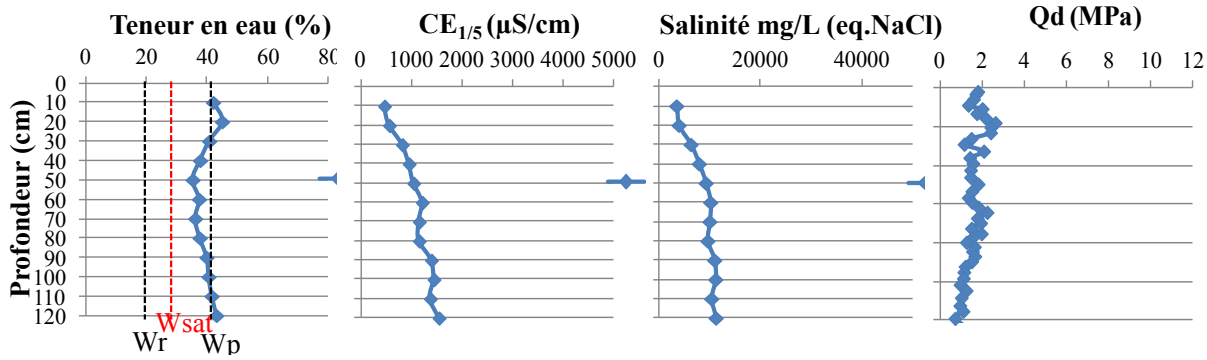


Figure 1 : Profils de teneur en eau, de $CE_{1/5}$, de salinité et de Qd sur le site de Luçon.

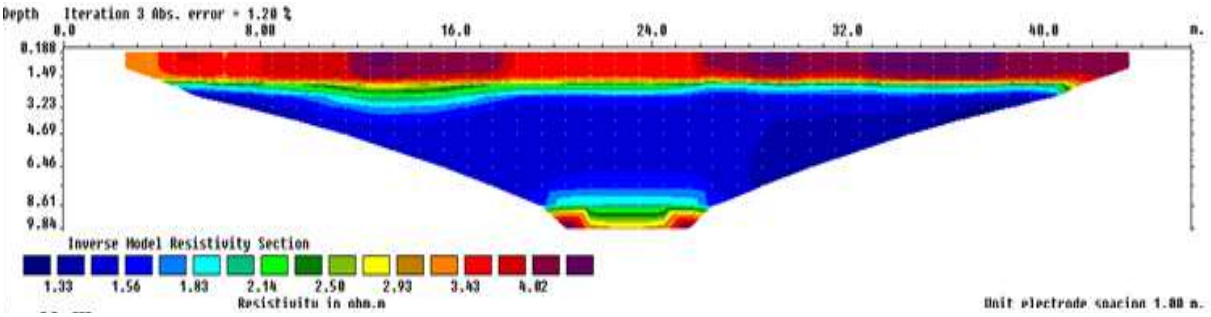


Figure 2: Section de résistivité reconstruite sur le site de Luçon; Echelle de résistivité 1-5 Ω.m

- **Longeville**

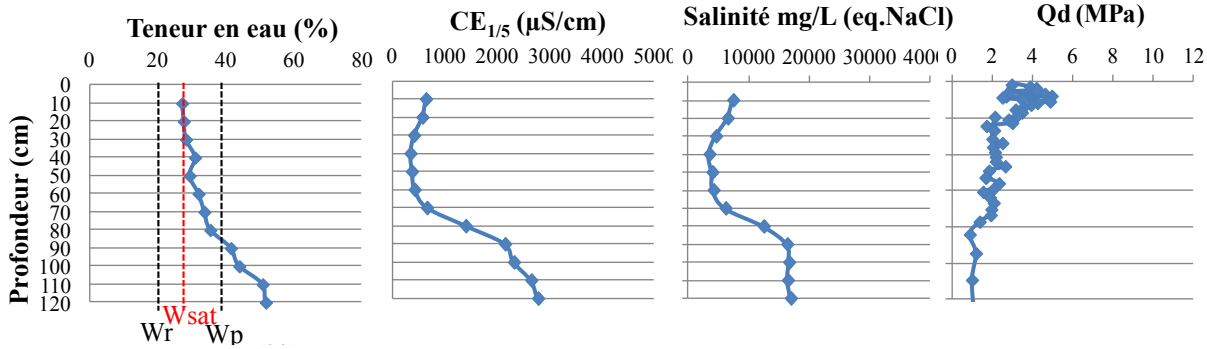


Figure 3 : Profils de teneur en eau, de $CE_{1/5}$, de salinité et de Qd sur le site de Longeville.

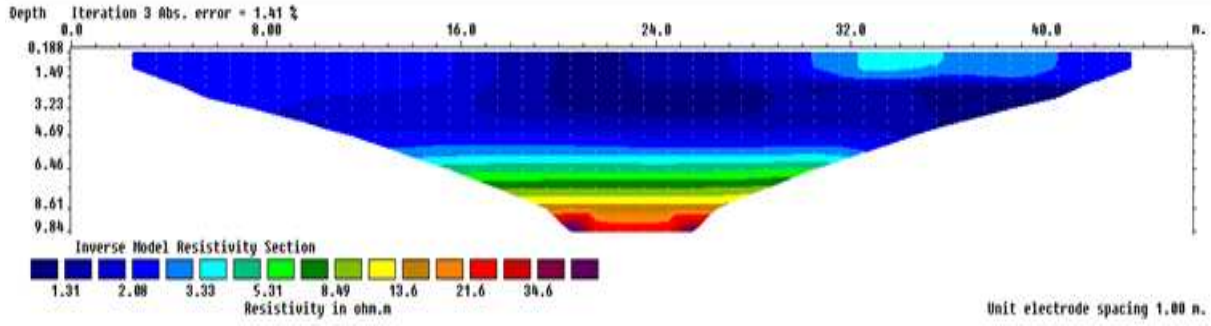


Figure 4: Section de résistivité reconstruite sur le site de Longeville; Echelle de résistivité 1-40 Ω.m.

- **Poiré**

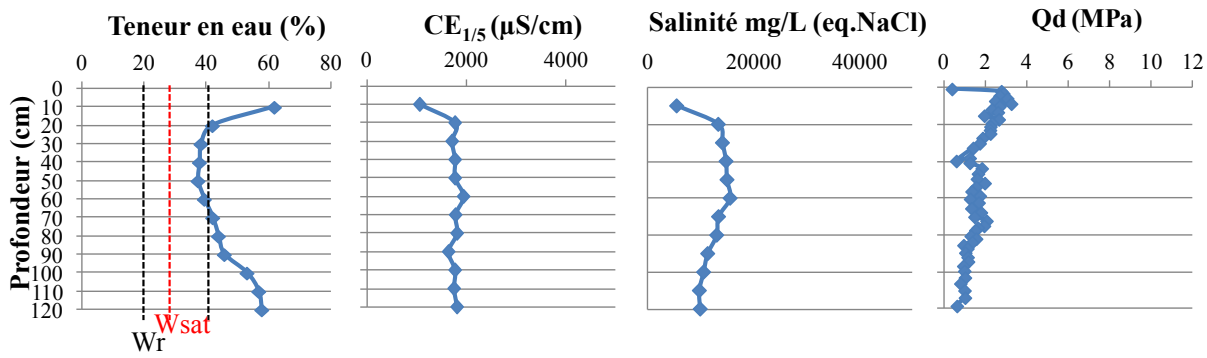


Figure 5 : Profils de teneur en eau, de $CE_{1/5}$, de salinité et de Qd sur le site de Poiré.

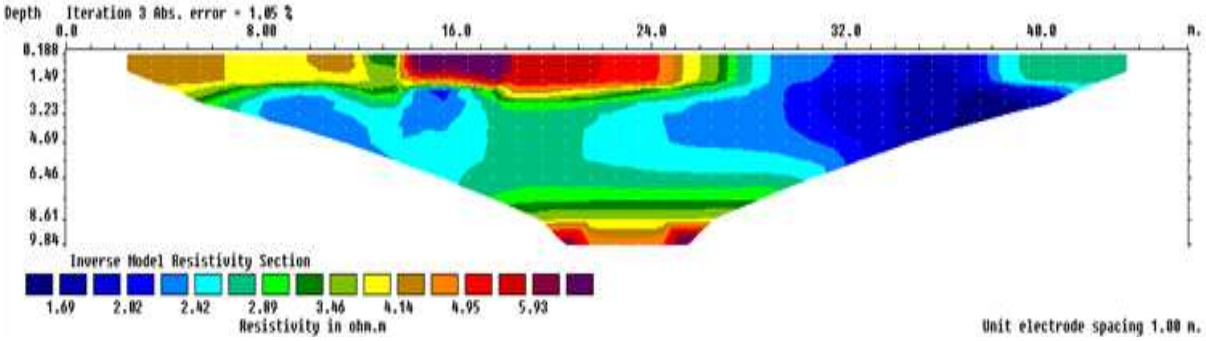


Figure 6: Section de résistivité reconstruite sur le site de Poiré; Echelle de résistivité 1- 8 Ω.m.

- **Sainte Christine**

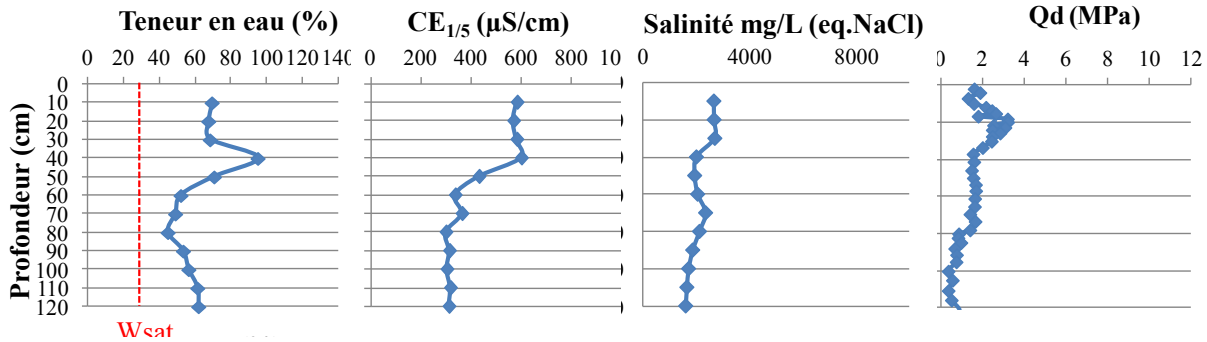


Figure 7 : Profils de teneur en eau, de $CE_{1/5}$, de salinité et de Qd sur le site de Ste Christine.

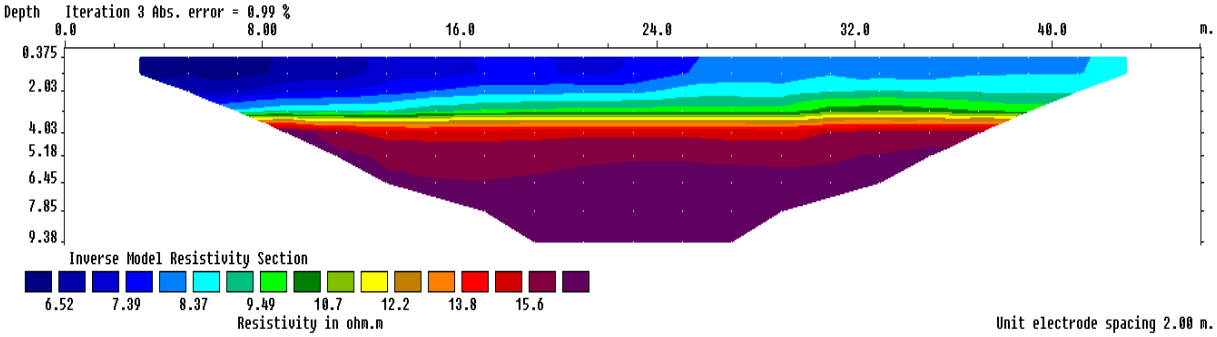


Figure 8: Section de résistivité reconstruite sur le site de Ste Christine; Echelle de résistivité 4 - 20 Ω.m.

ANNEXE 4: Publication soumis au Journal of Soils and Sediments

Moisture and salinity profiles on silty-clay shallow ground water: consequences on Plant Available Water Profiles in Coastal Marshes.

Radimy Raymond Tojo[1], Dudoignon Patrick[1*], Caner Laurent[1], Hillaireau Jean-Michel[2]

[1] University of Poitiers – ENSI Poitiers, IC2MP-HydrASA UMR 7285, 1 rue M. Doré, TSA 41105, 86073 Poitiers, France

[2] INRA - Domaine Expérimental St Laurent de la Prée.17450 St Laurent de la Prée, France.
* patrick.dudoignon@univ-poitiers.fr

Abstract
The French Atlantic coastal marshes have been generally reclaimed from the sea after two successive stages: initial marine regression followed by late anthropogenic managements. The soils in these regions have thus been formed by desiccation, consolidation and maturation of clay-dominated sediments initially saturated by seawater. Since the 1970's the extensive cultivation of grain was accompanied by widespread drainage in order to deepen the groundwater level and increase the thickness of surface leached by rainfall. This work focuses on an investigation of undrained grassland and a drained cornfield, located in the marshlands of the French Atlantic coast, from July to September 2013. For this study, researchers applied the simple AWC usually calculated from surface parameters by vertical profiles of real PAW. The latter was calculated for the successive dates according to the associated moisture profiles. The results demonstrate the PAW evolution at successive depths compared to deepening drying fronts, plant rooting and plant water consumption. Finally, the patterns of the PAW profiles were equated and modeled following simple second-degree polynomial equations. Based on soil water contents measured at 10 cm and/or 20 cm depths, the modeled PAW profiles are sufficiently realistic to be used as an efficient tool to aid crop farming in these territories governed by the superimposed water and salt stresses.

Abbreviations: AWC available water capacity; PAW plant available water; PE, ETm potential and maximum evapotranspiration; RR, rainfall; Ws, Wp, Wl shrinkage, plasticity and liquidity limits; W_{fc}, field capacity; W_{wp}, wilting point; $EC_{1/5}$, 1/5 electrical conductivity; Kc, crop coefficients; Ks, hydraulic conductivities at saturation.

INTRODUCTION

The coastal marshlands have been generally reclaimed on primary fluvio-marine sediments. They result from hydraulic managements and/or polderization which may date from the Middle Ages. Historically these hydraulic managements were built for goals of sanitation, breeding and farming. For the intensive cereal crops since 1970 the slow drying caused by land reclamation was recently improved by the drainage. The primary sediments were generally saturated by salt water, thus, the current water table and desiccation front descending cause synchronous evolutions of the water and salinity profiles. In these shallow ground water regions the ground water may have a dominant role in the mechanisms of plant-soil interaction (Ayars et al., 2001, 2006). In these territories the shallow groundwater

availability is relying on quantitative parameters, as soil water flux and crop rooting, and on qualitative parameter as water salinity. The shallow ground water may have a positive role on the plant growing by water supply and/or a negative one by waterlogging or salinization (Nosetto et al., 2009). Crops influence also the water and salinity profiles and consequently the ground water level via the ETP or ETM balances (Fan et al., 2014).

One can explain that the plant growth and crop field are reliable to the soil Available Water Content (AWC). This one is commonly calculated from the soil texture (clay/silt ratio) and/or from the difference between the water content at the field capacity and at the wilting point (Bruand et al., 1996; Rawls et al., 1982; Mathieu and Pieltain, 1998). Such calculated AWC is a basic parameter which can be used as a reference potential but which is independent of the weathering conditions and water consumption of plants. This AWC may be upgraded by taking into account the rainfall (RR), the potential of evapotranspiration (PE) and the crop coefficient (Kc) in the AWC_{ETp} or AWC_{ETm} calculations for grassland and grain crops, respectively. In fact the Plant growth and crop yields are mainly governed by soil moisture profiles and the evolution of the Plant Available Water (PAW) profile throughout the seasons. Firstly, the PAW evolves according to the seasonal variations of the water profiles resulting from the competition between the rainfall and ETP or ETM. Secondly, in the shallow ground water fields, the PAW is largely supplied by the ground water capillarity rise. Simulations of water flux in saturated and vadose zone were numerous since the 2000s' (Guber et al., 2009). The difficulties of modeling are in part due to difficulties of measurement of the water retention and hydraulic conductivity of clayey or finest texture of the soils. They are also due to the nonlinear hydraulic properties of the upper vadose zone. The amount of parameters to be considered led to develop multimodel prediction since 1969 (Bate and Granger, 1969). Thus, the pedotransfer functions have largely been developed but the challenge is to fit the models for the different fields and soils. For the different studied fields, the question is: how to adapt a multi-model to the in situ available parameters, and, are the multi-model more realists that a simple model for a single site?

Generally, the soils of the coastal marshlands have two dominant features:

- a silty-to-clay dominated texture, inherited from the primary sediments and responsible of drastic properties of shrinkage and swelling as a function of water content

- and in-situ shallow ground water, characterized by medium to high salinity.

The clay dominated nature of the soils impacts their hydro-mechanical properties and water transfers by the evolutive micro-to-meso structure of the clay matrix from the surface to the depth: i.e. solid to plastic and sub liquid states (Archer and Smith, 1972; Kern, 1995 a, b; Saxton and Rawls, 2006; Bernard eta al., 2007; Bernard-Ubertosi et al., 2009; Gallier et al., 2012). The shallow silty-clay aquifers suggest a large ground water recharge by capillarity rise in response to the evapotranspiration discharge (Ayars, et al., 2006; Logsdon et al., 2009; Fan and al., 2014). From the surface to the depth, the water content profiles accord to a vertical evolution of the clay matrix state paths from shrinkage limit (Ws), to plasticity limit (Wp) and to liquidity limit (Wl) in relation to the hydraulic conductivity and capillarity upflow. In parallel, regarding the capillarity fringe, the plant growth and rooting depth are

also governed by the thickness of the vadose zone, the ground water saturated zone and the water table level. In such clay dominated soils and shallow salt ground water, the competition between the evapotranspiration and ground water supply governs the water content profiles and the hydric stress plus salt stress couple. The kinetics of the water profile evolutions are partly governed by the associated clay matrix micro-to-meso structure evolution and water table level. During the last twenty years, many authors have equated pedotransfer functions in order to link the prevailing weather conditions, the rooting depths and the crop coefficients (Nosetto et al., 2009; Gubber et al., 2009; Bastet et al., 1998; Bruand et al., 2002; 2004; Morvan et al.; 2004; Bruand and Coquet, 2005; Choisnel, 1992; Nyvall, 2002; Hong et al., 2013). In such shallow clayey ground water territories the question is also the monitoring of the saturation front and consequently the quantification of Ground water EvapoTranspiration and vadose zone EvapoTranspiration (Shah et al., 2007).

In all cases the AWC, AWC_{ETp} and AWC_{ETm} are calculated from the “surface conditions" only: i.e. weather including rainfall (RR) and crop coefficients (Kc), and/or a quite homogeneous and stable soil texture and structure. Calculated in mm/m, they only allow representations of simple linear AWC profiles, which are calculated by the multiplication of the AWC_{ref} by the depth and by the soil bulk density. The PE, ETm and RR evolutions provoke only changes in the linear profile slopes (Radimy et al., 2013; 2014), thus they do not give any indications of the vertical evolution of the PAW profile during plant growth, root deepening and water consumption throughout the season. More realistic representations of the vertical evolution of the AWC profiles have been made, either by considering superimposed layers of soils characterized by their bulk densities and textures or from hydric potential profiles (Braudeau et al.; 2005; Bruand and Coquet, 2005). For clay-dominated soils, particularly sensitive to shrinkage, surface desiccation can induce the propagation of shrinkage cracks from the surface down to the level of the hydric potential measurements and disconnect the porous plug. Thus the water content - soil structure relationship calculated from the tensiometer measurements may be unsettled (Radimy et al., 2013).
The paper is based on the water and salinity profile monitoring through the 2013 season in undrained grassland and in a drained corn field of the west coast of France located in the INRA experimental site of St Laurent de la Prée (Charente Maritime department, France). It is focuses on the calculation of AWC and PAW profiles on drained and undrained fields. The PAW profiles have to be calculated for successive dates to integrate the vertical moisture profiles, the seasonal PE (or ETm) and RR rainfall. The evolution of the vadose zone thickness is calculated according to the water content of the Air Entry Point localized both on the shrinkage curve and compaction curve of the clayey soil-sediment. Predictive modeling of soil/plant interaction in real time requires the calculation of such" residual" PAW profiles regarding the successive stages of plant growth until senescence. In this work we explore the influence of surface conditions (rainfall, PE, ETm, Kc) on the moisture profiles developed in the drained and undrained fields in the shallow salt ground water. The real PAW profiles are calculated according to the water content profiles. Their evolutions through the season, compared to the reference AWC_{PE} and AWC_{ETm}, demonstrate the role of the groundwater capillary uprise. The final objective of this paper is to propose a simplified method of "residual" PAW profile modeling well adapted to these shallow groundwater coastal marshes

and sufficiently realistic to be used as a tool suitable to the hydraulic management of such territories.

MATERIAL AND METHODS

Material and Environmental Setting

This study was conducted on the west marshlands located along the Atlantic coast of France. These territories have been successively reclaimed from seawater and fluvio-marine sediments by drying and polder works since the Middle Ages (from the XIth century to the XVIIth century). Initially, the sediments were deposited for 8,000 years directly onto the Jurassic limestone. The marshes have emerged since the sea regression and have progressively evolved to soils by successive desiccation, consolidation and maturation since at least the Xth century with the first hydraulic managements. In fact the historical polder managment initially developed for sanitation and breeding, was recently completed by a period of intensive drainage since the 1970s in order to extend the growth area of grain crops. The main role of this drainage is to lower the initial salt groundwater level and, consequently, to increase the thickness of soil surface available for desalinization by rain leaching. Finally, the flora distribution and the crop fields are governed by hydraulic management and the resulting couples of water-stress and salt-stress (Pons et al., 2000; Tournade and Bouzillé, 1991, 1995; Pons and Gerbaud, 2005; Bernard, 2006; Dudoignon et al., 2009; Gallier., 2011; Gallier et al., 2012; Weng et al., 2003; Radimy et al., 2013, 2014). The present work focuses on the INRA experimental site of St Laurent de la Prée located in the "Marais de Rochefort" (Charente Maritime department, France).

The soils present a silty-to-clay texture with the < 20µm fraction between 85 and 95 % wt% and the < 2µm fraction between 40 and 60% wt% of bulk soil mass. The mineralogy is composed of kaolinite, illite, and illite/smectite mixed layers, and very small amount of pure smectite. The 0-20 cm layer has less clay and smectite than deeper horizons, but the deeper layers have homogeneous texture and mineralogy (Righi et al., 1995; Bernard, 2006; Bernard et al., 2007, 2009; Dudoignon et al., 2007, 2009; Gallier et al., 2012):

- 0.4-to-2.4 weight % organic matter,
- 20-to- 30 cmol(c) kg^{-1} CEC according to the dominant illite content,
- and shrinkage (Ws), plasticity (Wp) and liquidity (Wl) limits equal to 20%, 40% and 70% respectively.

The soils may be classified as Vertic Halaquept in the US soil taxonomic system and in Pelosol of the INRA pedologic referential (Baize and Girard, 1995; Pons and Gerbaud, 2005).

The main polder effect has been the descending of the ground water table and progression of a desiccation front from the surface to the deep layers. The resulting moisture profiles show an increase in the gravimetric water content (W) from the Ws-Wp solid state in the surface layer to the Wp-Wl plastic state in the deep layers (Fig. 1a). The high shrinkage properties of the clay material have caused the spread of large shrinkage fractures from the surface to the depth of Wp (Fig.1; Bernard et al., 2007; Dudoignon et al., 2007). The impermeable Wp layer (Ks 10^{-10} m.s^{-1}) at intermediate depths has led two water reservoirs above and below this layer. The surface 0-Wp layer is characterized by a significant hydraulic

conductivity according to the shrinkage crack network (about 10^{-6} m.s^{-1} in the 0-50 cm layer). It is particularly sensitive to weather conditions. The subjacent Wp-Wl layer is free from fracture. The hydraulic conductivities at saturation (Ks) can evolve with depth according to the clay matrix microstructure from 10^{-10} m.s^{-1} to 10^{-6} m.s^{-1} between Wp and Wl depths respectively (Bernard, 2006; Gallier et al. 2012). The Ks of 10^{-6} m.s^{-1} of the subjacent Wl layer allows fresh water supply from the peripheral limestone into the subjacent reservoir. Thus, according to the desiccation mechanism of the primary fluvio-marine sediments, the clay deposits may be considered to be two superimposed isolated reservoirs. The fractured surface layer is leached by rainfalls. The subjacent layer, initially saturated by salt water, shows a decrease in groundwater salinity from the inner part to the periphery of the basin (Weng et al., 2003; Gallier et al, 2012; Radimy et al., 2013, 2014).

In order to increase the thickness of desalinized soils for grain cropping, large surfaces of the territories have been progressively drained since the 1970's. Consequently, hydraulic management has progressively divided the territories into undrained fields for grassland and drained fields for grains. In the latter, the groundwater level is governed by drains placed 10 or 20 meters apart buried at about 1 meter deep. As a consequence, the Wp level is close to 100 cm deep in drained fields. On the contrary, in the grassland the groundwater level can stabilize at a depth of around 20 cm during the wet season and go down to 70 -100 cm during the dry season. However, despite drainage, the territories always show characteristic of silty-to-clay shallow ground water profiles.

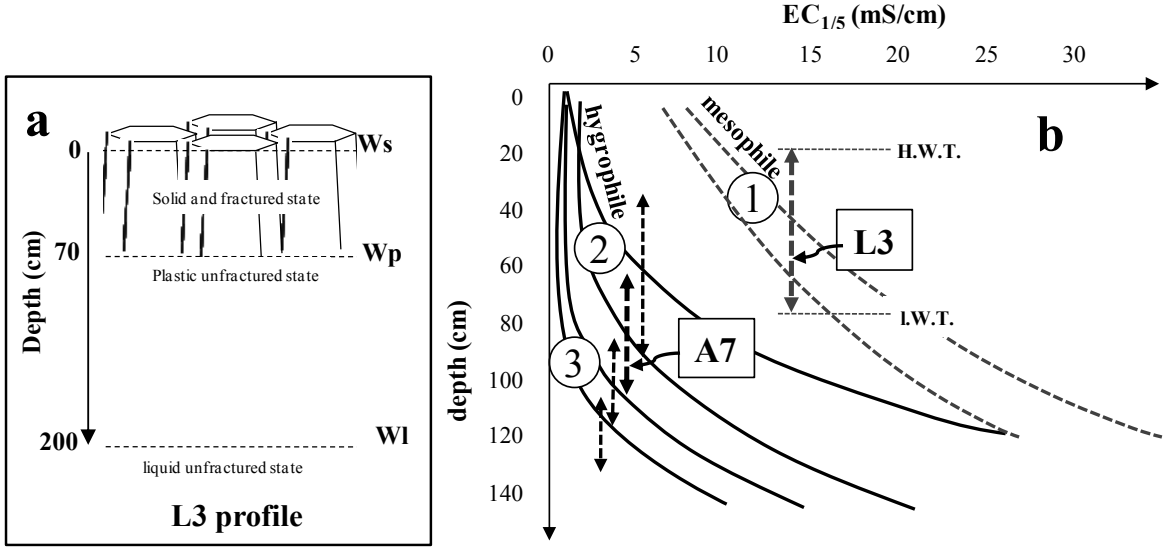


Fig. 1. a - Schematic representation of the profile of soil structure (example of L3 grassland), Ws, Wp and Wl = shrinkage, plasticity and liquidity limits. b - Representation of the $EC_{1/5}$ profiles observed in the INRA site of St Laurent de la Prée, (1) mesophile domain of undrained grasslands, (2) meso-hygrophile domain of drained fields supplied in fresh continental water, (3) hygrophile domain of drained fields distant from the peripheral calcareous hill. The double vertical dash arrows indicate the seasonal amplitude between the high (H.GW) and low (L.GW) levels of the groundwater. L3 and A7 = hydraulic domains of the studied grassland and drained corn fields respectively (Radimy et al., 2013 modified).

The salinity profiles have been approached by looking at the 1/5 Electrical conductivity ($EC_{1/5}$) (Rhoades, 1982; Rayment and Higginson, 1992; Rhoades et al., 1990; Pons and

Gerbaud, 2005) by weighing 10g of dry soil, adding 50ml of osmosed water and measuring conductivity of the suspension after 30mn. The measured $EC_{1/5}$ profiles have clearly confirmed the fresh water inlet from the peripheral limestone into the subjacent reservoir (Fig. 1b). They have also demonstrated the surface desalinization caused by the deepening of groundwater levels. In spite of a general topography level close to 1-to-3 meters above the sea level, the grassland areas are characterized by a typical microtopography resulting from the recurrent "mud cleaning" of the peripheral ditch. The extracted muds have been deposited along the ditch banks. This has led to a micro-topography and the development of mesophile to meso-hygrophile vegetation domains. In the drained fields the deepening of the groundwater level allowed the development of mesohygrophile to hygrophile domains (Radimy et al., 2013, 2014; Fig. 1b).

Methods

The AWC profiles were studied in an area of undrained grassland (L3) and in two drained corn fields (A7) in the INRA experimental site of St Laurent de la Prée. The two studied corn fields differ by drains placed 10 and 20m apart: i.e. $A7_{10m}$ and $A7_{20m}$ respectively. The investigation sites were localized midway between two drains: i.e. 5 m or 10 m from the drains. They were equipped with piezometers for the recording of groundwater levels and eventual groundwater sampling. The $CE_{1/5}$ and W profiles were measured on soils sampled every 10cm to a depth of 1.00m using hand auger drills. W was calculated in reference to dried weight of samples after drying at 105°C for at least 24h. EC1/5 was obtained by weighing 10g of dry soil, adding 50ml of osmosed water and measuring conductivity of the suspension after 30mn. Accurate vertical salinity gradients were obtained using the $CE_{1/5}$ following two successive steps:

- the calculation of fluid conductivity (EC_f) profiles from the coupling of $EC_{1/5}$ and W profiles following the Montoroi formulae (Montoroi, 1997):

$$EC_f = EC_{1/5} * 5 * W \quad [1]$$

with EC_f = the *in situ* fluid conductivity, $EC_{1/5}$ the soil conductivity measured in laboratory and W the gravimetric water content.

The data were periodically measured from June 11th to September 9th, 2013, according to weather changes and to the successive stages of plant growth.
In fact, the analysis of the chemical composition of the sampled groundwater showed only average composition characteristics of fresh water and salt groundwater mixtures: i.e. fresh water near the surface and salt in depth.
The Potential Evapotranspiration (PE) was calculated from an in situ weather station recording (temperature, wind direction and intensity, rainfall, sunshine radiation). The ETm for corn fields was calculated applying successive crop coefficients (Kc) to the PE (Fig. 2); i.e.

$$ETm = PE * Kc \quad [2]$$

with Kc according to the stages of the plant development.

The successive calculated Available Water Capacities were:

- the "reference" AWC_{ref} calculated from the soil texture according to the clay/silt ratio : i.e. from 185 to 200 mm (Rawls et al., 1982; Radimy et al ., 2013)
- the "reference" AWC_{ref} calculated using the difference between the field capacity (W_{fc}) and the wilting point (W_{wp}) (Mathieu and Pieltain, 1998; Baize, 2000; Rab et al., 2011) : i.e. $AWC_{ref} = h \times \gamma d\ (W_{fc} - W_{wp}) \times 10$, with h being the thickness in m, W_{fc} = 40%, W_{WP}= 20%, and γd the bulk soil density = 1.45 according to Bernard (2006).
- the AWC_{PE} calculated using the difference between AWC_{ref} and the measured PE plus the pluviometry (RR), as follows:

$$AWC_{PE} = AWC_{ref} - PE + RR \quad [3]$$

- the AWC_{ETm} calculated using the difference between AWC_{ref} and the calculated ETm, plus the pluviometry (RR), as follows:

$$AWC_{ETm} = AWC_{ref} - ETm + RR \quad [4]$$

- the "real" or "residual" PAW calculated for each day (D) and each depth (d) using the difference between the water contents $W_{d/D}$ measured along the successive profiles and the reference W_{wp} (Radimy et al., 2013, 2014):

$$PAW = h\ \gamma d\ (W_{d/D} - W_{wp})\ 10 \quad [5]$$

The W_{wp} is usually assessed as the equivalent 4.2 pF (15,000 hPa matric potential), thus around the shrinkage limit (Ws) for clay dominated soils: i.e. around 25% for clayey soils and 19% for clay-silt ones (Mathieu and Pieltain, 1998; Bruand et al., 1996). For the following calculations, the W_{wp} was taken as equal to the Ws (20%) for the silty-clay soils of St Laurent de la Prée. The W_{fc} is equivalent to the 2.5 pF (330 hPa matric potential). It is mainly governed by the soil texture and W values varying in the Ws - Wp domain: that is, commonly, from 40% to 30% for clay dominant soils to silty clay soils (Mathieu and Pieltain, 1998; Nemes et al., 2011). The calculation of W_{fc} from a pF = 2.5 applied to our clay matrix gave a W_{fc} value of 40% equivalent to the Wp contents.

RESULTS

Meteorological and PE/ETm Data

The AWC_{PE} and AWC_{ETm} were calculated from June 11th to September 9th, 2013. They were representative of three successive periods (Fig. 2). The first period, from June 6th to July 20th, corresponded to a drying period and to the decrease of the AWC values. The slower decrease of the AWC_{ETm} was due to low corn Kc crop coefficients (0.3, 0.6 and 0.8). The first desiccation period was followed by a wet period associated with AWC increases resulting from rainfall during the period of July 20th to the 30th. The third period, beginning July 30th, corresponded to a final summer drying period. After July 30th the corn Kc is largely equivalent (1) to that of the grassland, thus the slopes of the AWC_{ETm} and AWC_{PE} are quite parallel. In the following paragraphs, the presentation of the study results and the discussion are based on the three successive periods as follows: 1 the first desiccation (June 11 - July 22), 2 the rainy period (July 22 - July 29) and 3 the last desiccation (July 29 - September 9).

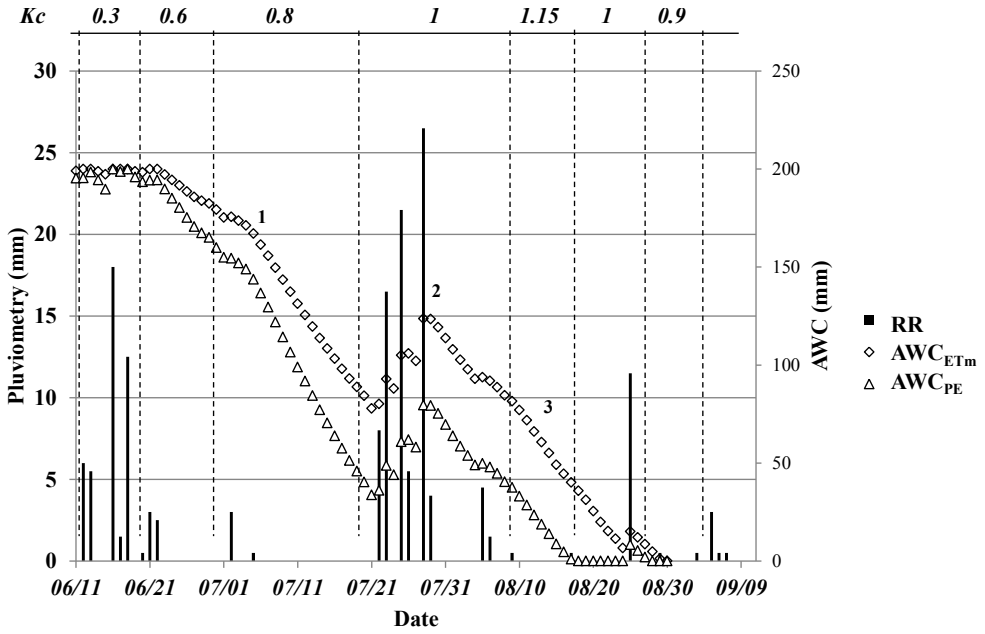


Fig. 2: The AWC_{PE} (white triangles) and AWC_{ETm} (white diamond shapes) evolutions from June to September 2013 have clearly shown the three successive periods: 1= first desiccation, 2 = rehydration, 3 late and final desiccation. Corn Kc values in upper abscissa. Vertical black lines = rainfall.

W Profile Behaviors

In the L3 the drying-wetting effect on the W profiles was limited to the 0 - 60 cm surface layer. On the contrary, the W profiles remained quite unchanged for depths greater than 60 cm. The weather effect was stopped by the significantly impermeable Wp layer (60 - 70 cm) (Bernard, 2006; Bernard et al., 2007; Fig. 3).

In the surface layer, the average W decrease was around 10%. The minimum reached by W was 22%, the W profile remained in the solid Ws-Wp domain of the clay material. The rainy period induced an increase of W. It was limited to 10% in the 20 - 60cm layer, but reached 70% in the 0 - 20cm surface layer. This storage of rainwater in the 0-20 cm surface layer was caused by the Wp layer effect on the base of the surface layer (low permeability and stop of the shrinkage fractures). It was accentuated by grass rooting, which has modified the soil structure of the surface layer by generating a micro-crack network and associated peds. The final drying period corresponded to the evapotranspiration of the surface and the regress of the W profiles to the dry state previously reached at the end of the first drying period (07/22/2013). The drying effect was also limited to a depth of 50 cm because of the surface rooting of the grass and the very low permeability of the Wp layer. The groundwater level was quite constant around the Wp level (60 - 70 cm) during the first drying period. It showed a drastic ascent during the rainy period of up to 30 cm, and a descent limited to 80 cm during the last drying period. As a consequence the variations in groundwater level are limited to the surface Ws-Wp layer. This shows that water transfers through the Wp layer are very weak and associated to very high kinetics.

In the A7 field, the initial 06/11/2013 W profile was quite constant around 35%. The first desiccation event induced a shift of the W profile (07/22/2013) towards lower W values. The W decrease was great at the surface but nearly zero at a depth of 60 cm. The W gradient was well developed from the surface down to the 60 cm depth, and corresponded to the vertical progression of the desiccation front. Near the surface (10 cm) the W fell below the Ws limit. The rainfall period weakly affected the W profile. In fact, only the 0 - 20 cm surface layer showed a significant W increase. In the 20 cm to 100 cm layer, W profiles remained quite superimposed from July 22nd to the 29th. On the contrary, the final drying period caused a drastic W decrease all along the 0 - 100 cm W profile. Nevertheless, one can distinguish the 0 - 60 cm layer, characterized by large decreases of W below the Ws limit, from the 60 - 100 cm layer, characterized by a relatively weak shift of the W values (-15%) while remaining in the Ws - Wp domain. Simultaneously, and in spite of the rainfall period, the groundwater level showed a slow and continuous descent from 60cm to 70cm depth between June 11th and July 22nd. On the contrary, the last drying period led to a drastic descent of the groundwater level to a depth of 100 cm between July 29th and August 23th (Fig. 3).

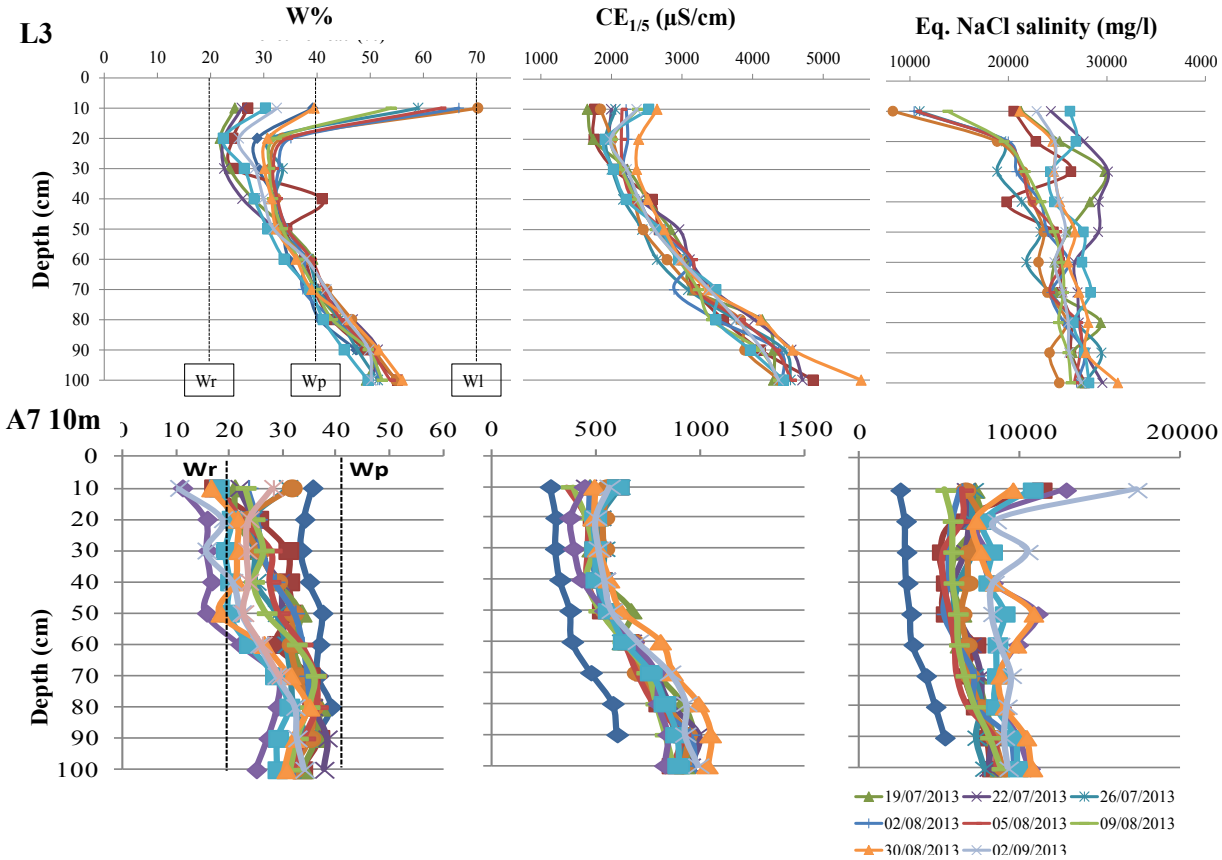


Fig. 3: Evolution of the L3 and A7 10m water content profiles and associated $CE_{1/5}$ and equivalent NaCl salinity profiles showing the impact of the three successive 06/11 - 07/22 drying (1), 07/22 - 07/29 raining (2) and 07/29-08/23 drying (3) periods. The large horizontal arrows indicate the nape levels for the four dates.

Air Entry Point calculation

The Air Entry Point (AEP) was calculated by superimposition of the shrinkage curve of the clay matrix on the compaction curve of the soil (Fig.4). The shrinkage curve was obtained step by step by progressive desiccation of small intact cylindrical samples (Bernard, 2006; Bernard et al., 2007). The compaction curve was obtained following the Normal Proctor Test (NFP 44-093, 1999; Fig. 4).

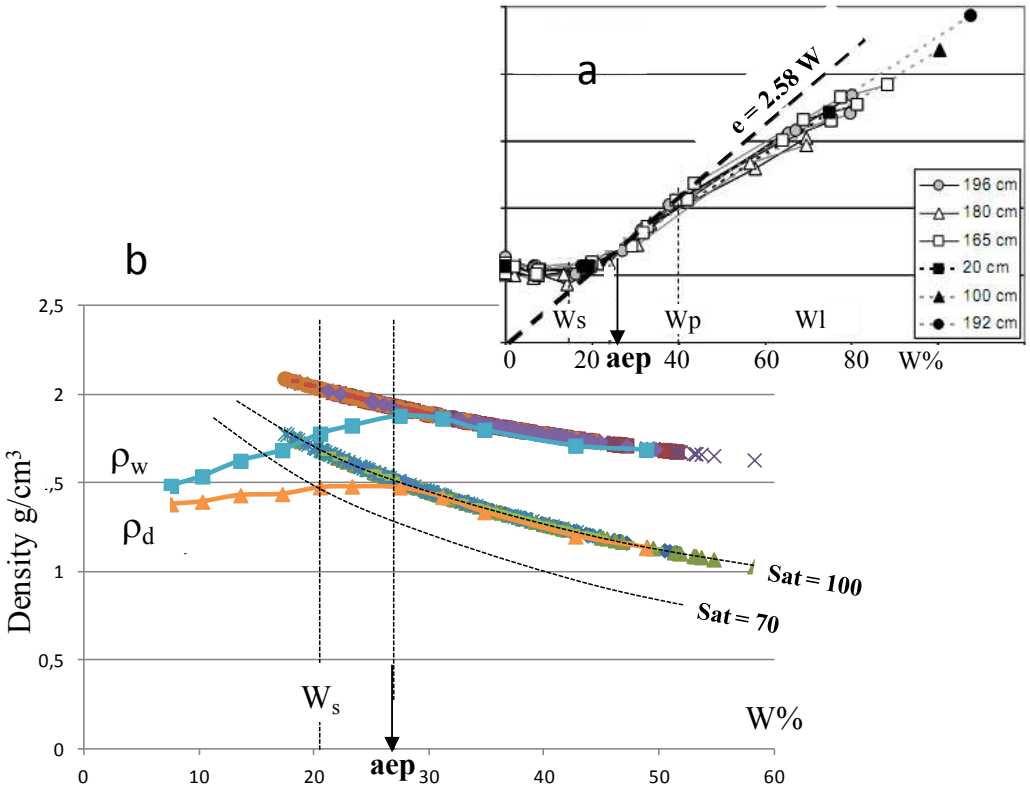


Fig. 4: a - Relationship between the water content profile and shrinkage curve of the clay matrix, depth correspond to sampling, b – relationship between the clay matrix shrinkage curve and soil compaction curve. Sat = saturation index, 100% and 70%. ρ_W = wet density, ρ_d = dry density.

The water content equivalent to the Air Entry Point corresponds to the detachment of the shrinkage curve from the shrinkage line just "before" the shrinkage limit. It corresponds also to the detachment of the 100% saturation curve from the proctor dried density curve (Fig.4). The AEP correspond to a water content of about 27%. This AEP water content was used to locate the base of the vadose zone along the successive water profiles (Fig.5). One can observe the role of drainage in smoothing the water table and vadose zone level and consequently the potential change in groundwater recharge (Healy and Cook; Delin et al., 2007). The difference between the water table level and the unsaturated zone depth determines the thickness of the groundwater saturated zone (GWET). The evolution of the W=27% depth is quite paralleled to the water table level. For water table level inferior to 60cm depth, the soil is saturated up to the surface. Thus, the thickness of the GWET is quite constant around 50-60 cm.

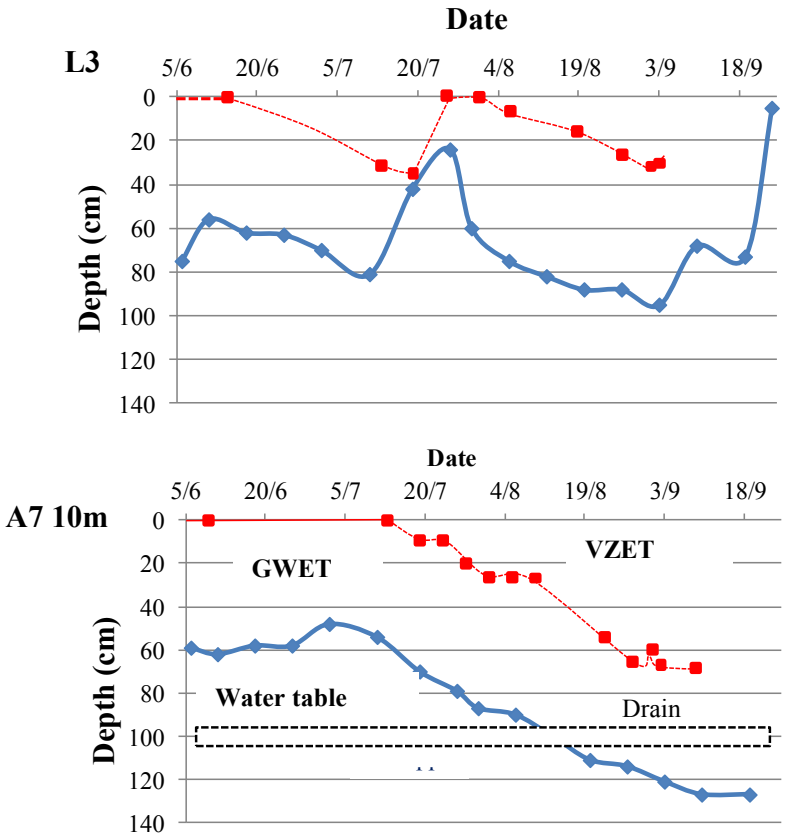


Fig. 5: Evolution of the water table level and interface between the saturated ground water (GWET) and vadose zone evapotranspiration (VZET) in L3 and A7-10m, from O5/06 to 18/09/2013.

Representation of the AWC Profiles

The AWC_{ref}, AWC_{PE} or AWC_{ETm} were initially calculated according to the soil texture, or the W_{fc} - W_{wp} difference, eventually taking into account the PE or ETm and rainfall recordings. When multiplied by the depth, these AWC of reference allow the extrapolation of vertical AWC_{ref}, AWC_{PE} or AWC_{ETm} profiles. Unfortunately, these AWC profiles are simple straight lines whose slopes are equivalent to the AWC_{ref}, AWC_{PE} or AWC_{ETm} values (Fig. 6) as soil texture is homogenous with depth. In fact, the AWC_{PE} and AWC_{ETm} profiles are necessarily impacted by weather changes, by water consumption of plants and their Kc, and finally by the W profile evolutions.

In order to be the most realistic regarding the downward progression of the desiccation front, the calculation of the "real" or residual PAW was based on the successive W profiles.

For each W profile the water contents ($W_{d/D}$) were measured for successive dates (D) and different depths (d) in increments of 10cm from the surface down to a depth of 100 cm. Consequently, the residual PAW_s were calculated in increments of 10 cm following the equation:

$$PAW = h\ \gamma d\ (W_{d/D} - W_{wp})\ \ 10 \qquad [6]$$

with h being the 10 cm thickness of each layer, d the soil bulk density, $W_{d/D}$ the gravimetric water content at d depth d and D day, W_{wp} the wilting point equivalent to the 20% Ws.

The PAW profiles were calculated to the depth of n superimposed 10cm layers, by summation of the PAW_s calculated for each 10 cm layer as follows:

$$PAW_{(n/D)} = \sum_1^n h\ \gamma d\ (W_{i/D} - Ws)\,10 \qquad [7]$$

with n being the number of 10 cm layers (that is to say n*10 cm depth), γd the soil bulk density, $W_{i/D}$ the gravimetric water content measured in the i layer at the D day, W_s the shrinkage limit.

Under these conditions, the PAW profile behavior can be realistic according to surface conditions, the wilting point approach, the depth of rooting and the shallow groundwater level fluctuation (Radimy et al., 2013, 2014).

This calculation of the PAW profiles based on the replacement of the W_{fc} - W_{wp} difference by $W_{i/D}$ - W_s results in an evolution of the PAW profiles from the initial linear AWC_{PE} or AWC_{ETm} profiles to new profiles characterized by concave shapes (Fig. 6).

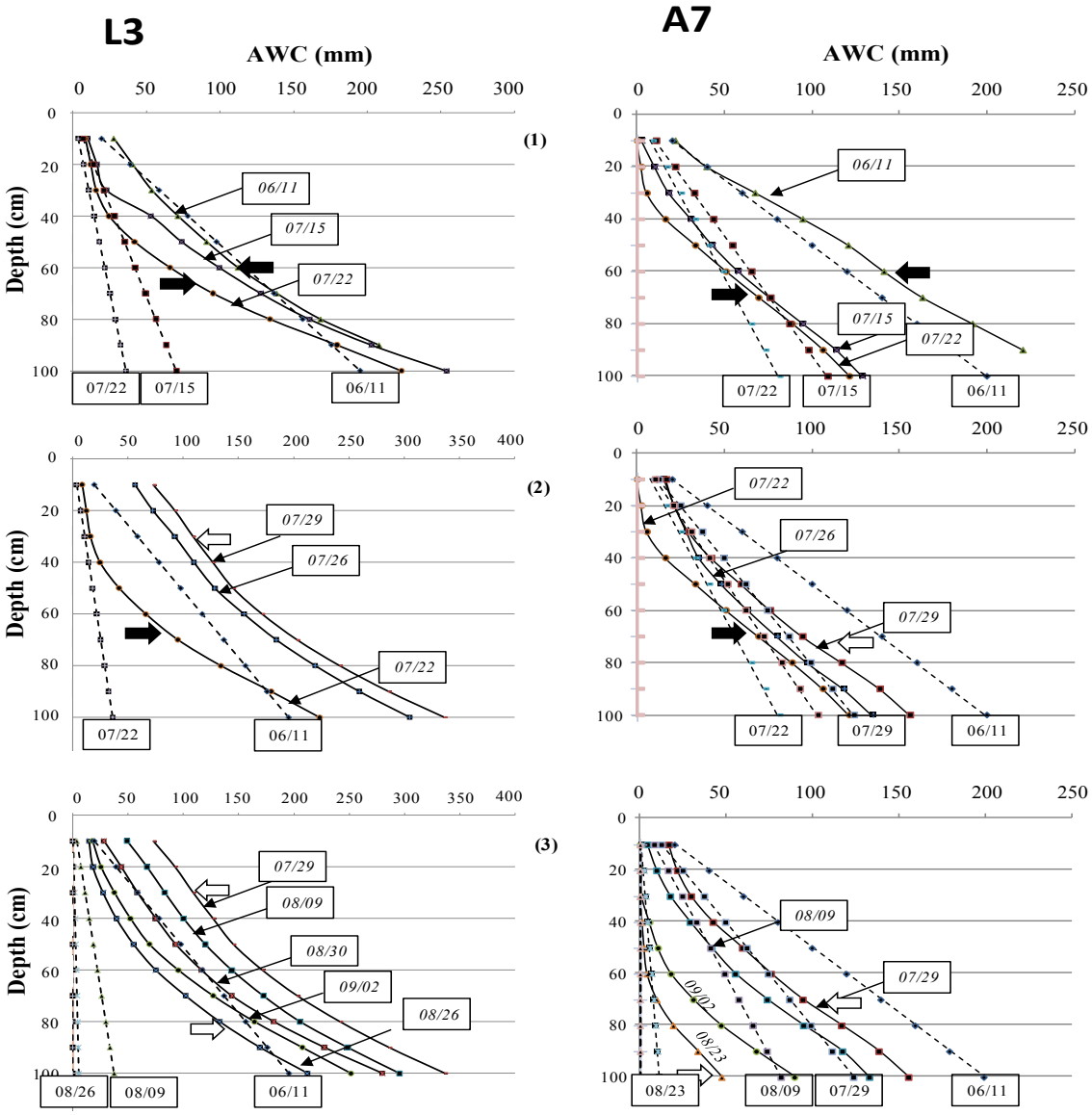


Fig. 6 Evolution of the "real" or residual PAW profiles in the L3 and A7 parcels during the first desiccation (1) , raining (2) and late desiccation (3) periods. dotted lines = AWC_{PE} (L3) and AWC_{ETm} (A7) profiles, black line = PAW profiles.

L3 "Residual" PAW Profiles

The first desiccation event provoked the downward progression of the desiccation front to the depth of 50 cm (Fig. 3). The consequence of this was the shift of the PAW profiles near the surface towards the AWC_{PE} profiles. On the contrary, in deeper layers the PAW were unaffected by the desiccation (Fig. 6); thus, the concave shapes of the PAW profiles were mainly enhanced by the surface desiccation.

The rainy period (2), according to the increase of W contents in the surface layer, provoked the shift of the PAW profiles above the initial June 11th PAW profile (Fig. 3 and Fig. 6). In spite of the relatively unchanged W profile in deeper layers, the method of PAW calculation prompted the overall shift of the profiles.

Obviously, the last desiccation period provoked an inverse shift of the PAW profiles under the initial June 11th PAW profile. Nevertheless, and in spite of the descent of the groundwater level, the PAW profiles remain above the calculated AWC_{PE}. The calculations demonstrate the realism of the PAW profile representation when compared to the simple linear AWC_{PE} profiles. They correspond to the shallow impact of the grass rooting (30 - 40 cm deep). They also demonstrate the effect of rainwater storage in the surface layer caused by the low permeability of the intermediate Wp layer.

A7 "Residual" PAW Profiles

The first desiccation event, in spite of a fairly constant groundwater level, lead to a drastic shift of the PAW profiles from the initial AWC_{ref} below the AWC_{ETm} profiles in the 0-60 cm surface layer. The surface effect of the desiccation is also clearly shown by the concave shape of the profiles near the surface (Fig. 3, Fig.6).

The rain event (2) provoked the overall shift of the PAW profiles from July 22nd toward the successive AWC_{ETm}.
The last desiccation event (3) led to the decrease of the water contents below the shrinkage limit Ws from the surface to a depth of 60 cm. The consequence of this is the progressive shift of the PAW profiles near zero in this surface layer. The deepening of this "zero PAW" surface layer clearly shows the downward progression of the water stress and the necessity of the root network to reach the water-rich deep layers (Fig. 6).

Equations of depth/PAW profiles

According to the measured W profiles and to the equation 7, the PAW profiles are represented in depth versus PAW diagrams: i.e. PAW as abscissa. In the undrained grassland, the PAW profiles evolve according to the depth to show concave curve patterns. The concavity is mainly caused by the surface desiccation front. In the drained field, the PAW profiles evolve according to the depth to show double curve patterns: i.e. a concave curve near the surface, caused by the downward progression of the desiccation front, and a significantly convex curve in depth according to the drain efficiency (Fig. 3 and Fig. 6). The calculated

PAW profiles are mainly governed by the W profiles, according to the weather conditions and water consumption of plants, and by the groundwater level and associated capillarity fringe

A first step is to propose the numerical equations for the representation of the PAW profiles in the depth versus PAW diagrams, to a depth of at least 100 cm. A second step is to propose the modeling of the PAW profiles in the inverse PAW /depth representation. The model has to be based on an easily measurable surface parameter.

The successive depth/PAW profile equations were attempted with basic functions: exponential, logarithmic, power law, and 2nd degree polynomial. The exponential equations give only convex depth/PAW patterns unrealistic relative to real PAW profiles. The logarithmic depth/PAW calculated profiles are superimposed on the grassland PAW profiles (R^2 = 0.99), but impossible to be superimposed on the PAW profiles in the drained fields ($0.68<R^2<0.90$). Moreover, the surface decrease of the W near Ws leads to associated PAW = 0 which is inconsistent with the logarithm function. The Power law allows one to obtain the concave PAW patterns. Nevertheless, they are weak when superimposed onto the real profiles, with R^2 correlation coefficients decreasing to 0.91 in grassland and 0.73 in drained parcels. The PAW = 0 in the surface layer also provokes an inconsistency of calculation.

The 2nd degree calculated depth/PAW profiles are superimposed onto the real profiles. In spite of small shifts observed near a depth of 1.00 m for the driest profiles, they show realistic patterns (Fig. 7; Table 1).

	Grassland (L3)							
	Depth = f (AWC)				AWC = f (Depth)			
Date	A	B	C	R²	A'	B'	C'	R²
06/11/2013	-0,0015	0,791	-9,55	0,99	0,0172	0,47	23,30	0,99
07/22/2013	-0,0018	0,756	14,78	0,96	0,0315	-1,08	18,51	0,99
07/29/2013	-0,0009	0,720	-36,97	0,99	0,0230	0,29	74,09	0,99
09/02/2013	-0,0013	0,703	3,38	0,98	0,0259	-0,26	19,97	0,99
	Drained Field (A7)							
	Depth = f (AWC)				AWC = f (Depth)			
Date	A	B	C	R²	A'	B'	C'	R²
06/11/2013	-9,00E-05	0,426	1,67	0,99	0,0015	2,32	3,49	0,99
07/22/2013	-0,0014	0,787	13,71	0,99	0,0097	0,38	-9,40	0,99
07/29/2013	-0,0021	0,951	0,19	0,99	0,0097	0,54	7,19	0,99
09/02/2013	-0,0096	1,629	28,37	0,96	0,0153	-0,72	8,02	0,99

Table 1: Evolution of the A, B, C and A', B', C' parameters of the $depth = A\,(\mathrm{AWCres})^2 + B\,(\mathrm{AWC_{res}}) + C$, and $\mathrm{AWC_{res}} = A'depth^2 + B'depth + C'$ *profile equations in L3 grassland and A7 drained field.* R^2 = correlation coefficients.

According to the $depth = A\,(\mathrm{PAW})^2 + B\,\mathrm{PAW} + C$ equation [8], the A decrease enhances the curve concavity, the B decrease provokes the increase of the initial surface slope and the C increase provokes the global shift of the curve with respect to PAW ≥0 (Fig. 8).

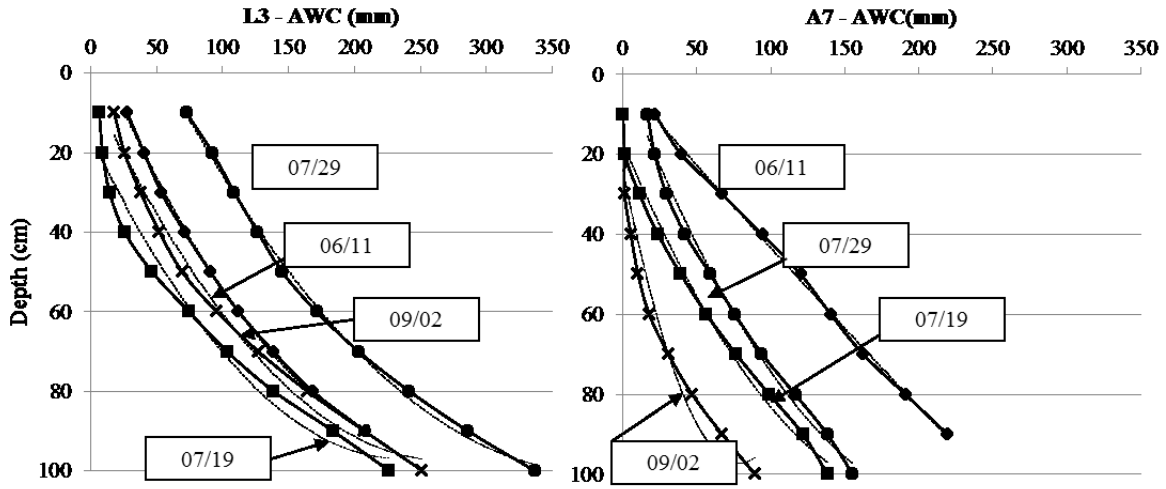


Fig. 7: Representative profiles of depth / PAW in L3 and A7 for the 06/11, 07/19, 07/29 and 09/02. Black lines = calculated PAW from the W profile. Dotted line = associated trend-lines of second degree equation with R2 correlation coefficients.

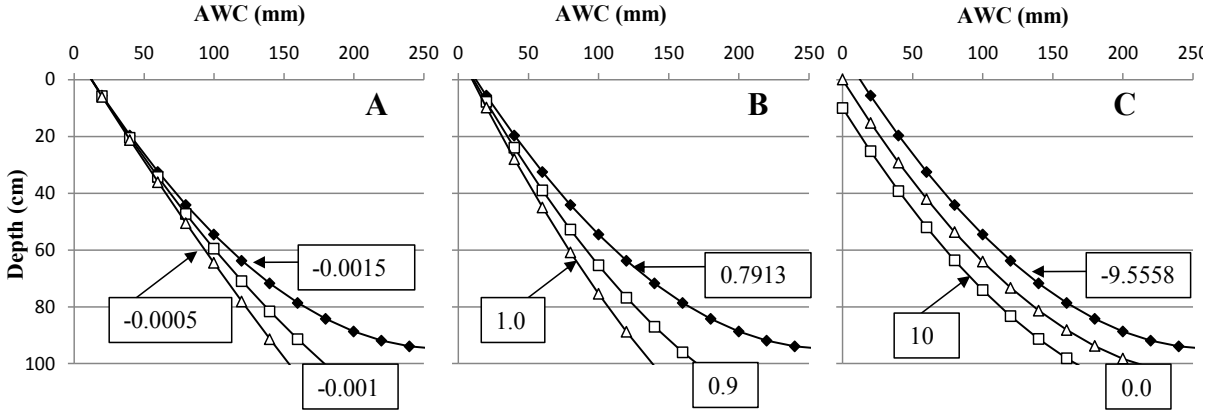


Fig. 8: Schematic representation of the impact of the A, B and C parameters on the PAW profile patterns. The calculations are based on the 06/11 PAW profile equation (black lozenges). a - A = -0.0015, -0.001, -0.0005; b - B = 0.79, 0.90, 1.00; c - C = -9.6, 0.0, 10.0.

PAW / Depth Profile Modeling

According to the realistic representations of the *depth = A (*PAW*)*^{2} *+ B (*PAW*) + C* profiles (eq. 11), the modeling of the PAW / depth profiles was also attempted using a second degree polynomial equation as follows:

$$\text{PAW} = A'depth^2 + B'depth + C' \qquad [9]$$

with A', B' and C' the new parameters to determine.

The simple axis transposition allowed very accurate R^2 correlation coefficients, which are grouped between 0.99 and 1.0 in the grassland and between 0.98 and 1.0 in the drained field (Table 1). The A', B' and C' parameters act as A, B, C in the initial "depth = *A (*PAW*)*^{2} + B PAW + C" profiles. A' governs the concavity of the profiles in depth, but with an inversion of sign in this second equation. B' governs the concavity of the profiles up to the surface. C' provokes the whole shift of the profiles, but C' is positive in this second equation.

The third step is to determine eventual realistic relationships able to link the A', B', C' with a physical parameter which may be easily measurable from the surface. These are PE or ETm, the rainfall (RR), or the AWC_{ref} calculated by the weather station, the surface water

content, and the groundwater levels. In the grassland and drained field, in spite of their clear relationships with the 3 successive periods, these parameters gave only very weak relationships with A', B' or C'. Finally, according to the merits of the PAW profile calculation based on the W profiles, the PAW profile modeling was tested using the water content measured at the depths of 10 and 20cm (W_{10} and W_{20} respectively).

In the grassland, periods 1, 2 and 3 led to a large range of W_{10} (Fig. 9). In spite of the low R^2 of 0.44 obtained for the A' - W_{10} linear relationship, the A'-B' and C'-W_{10} relationships are realistic (Fig. 9, Fig. 10; Table 2).

Grassland			Drained field		
	Equation	R^2		Equation	R^2
A'= f(W10)	-0.0002 W_{10} + 0.030	0.44	A'= f(W10)	-0.0003 W_{10} + 0.017	0.15
B'= f(W10)	0.0262 W_{10} - 1.11	0.89	B'= f(W10)	0.1145 W_{10} - 2.281	0.61
C'= f(W10)	1.3431 W_{10} - 23.80	0.96	C'= f(W10)	0.614 W_{10} + 17.12	0.11
B' = f(A')	-123.8 A+2.90	0.89	B' = f(A')	-132.4 A + 1.672	0.17

Table 2: Recapitulative table of attempts at A', B', C' - W_{10} and A'-B' linear relationships.

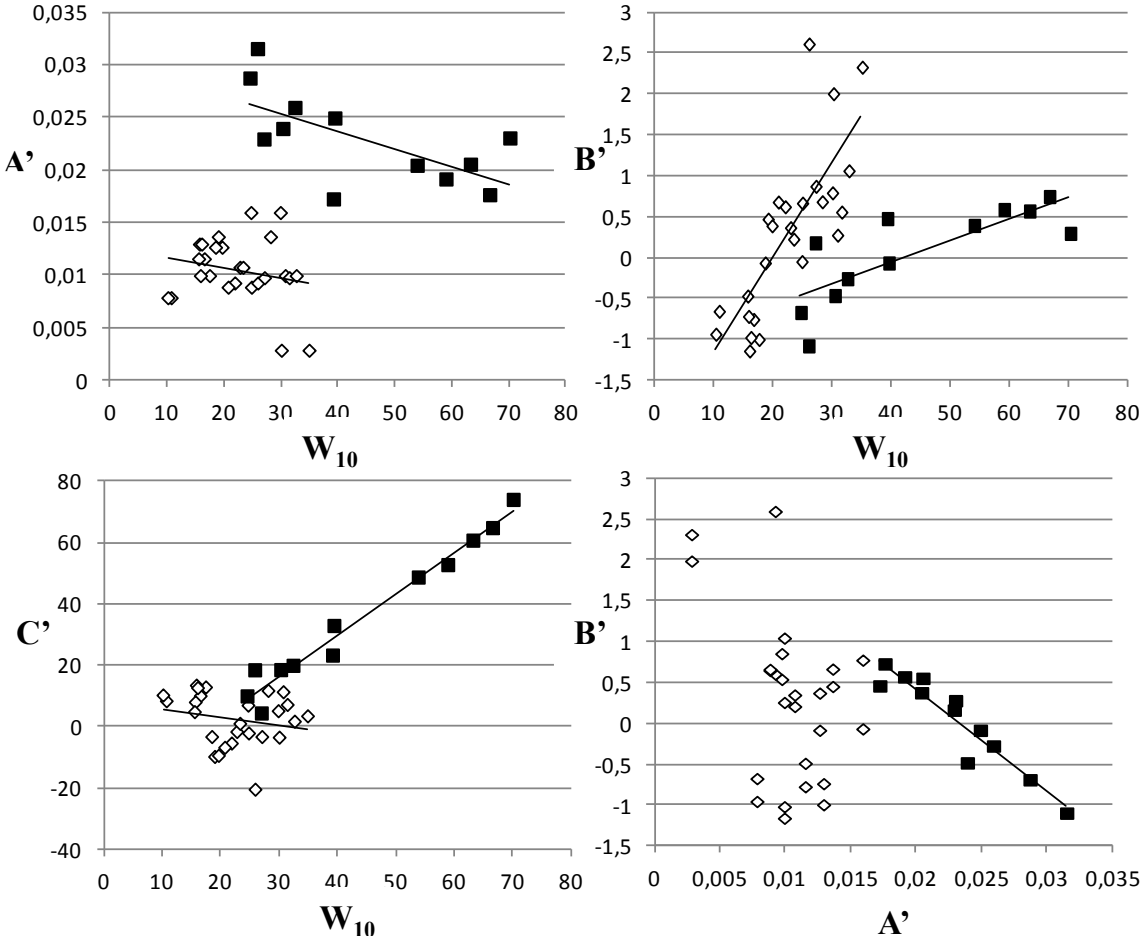


Fig. 9: A', B' and C' / W10 and B'/A' diagrams. Black squares = L3 grassland, white lozenges = A7 drained field. The straight lines are the best calculated linear relations (Table 2).

The good C'-W_{10} relationship corresponds to the role of the C' parameter on the horizontal shift of the PAW profiles associated with the desiccation and rainfall events (Fig. 9). The PAW profiles have been modeled by the second-degree polynomial equation (eq.9) with A', B' and C' parameters determined from A'-W_{10}, B'-W_{10} and C'-W_{10} linear relationship (Table 2). They are superimposed on the PAW profiles calculated from the W profiles (eq. 7; Fig. 10).

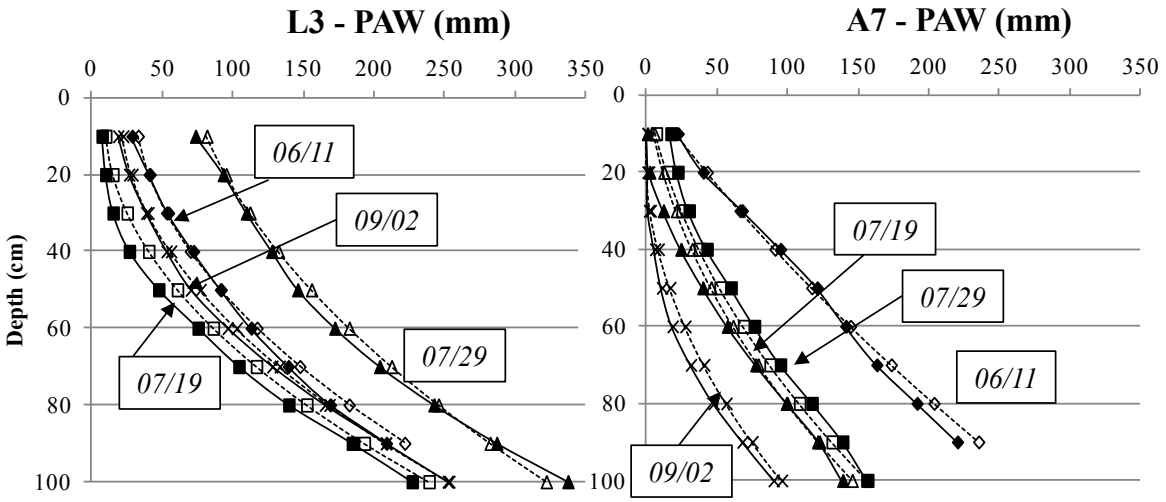


Fig. 10: Superimposition of the W10-modeled PAW profiles (dotted lines) on the Wn-calculated PAW profiles (black lines).

In the drained field, the same A', B', C' - W_{10} diagrams corroborate the drainage impact by the very narrow 10 - 35% W_{10} domain. The first consequence is an A' parameter restricted to a very small domain largely shifted from the A' domain of grassland. The second consequence, regarding the relative dispersion of the values, is the impossibility of obtaining a realistic A'-W_{10} relationship but only an average A' value at 0.01. B' increases as the W_{10} values (Fig. 9). A linear relationship may be established between B' and W_{10}, but with a low R^2 coefficient of 0.61 (Table 2). According to the narrow domains of values, the C'-W_{10} couples are localized on the base of the linear C'-W_{10} domain characteristic of the grassland. In fact, calculating the relationship between C' and W_{10} also results in only an average value of C' restrained to 0-3. Nevertheless, these A' and C' average values may be slightly better defined using the calculated linear relationship despite the poor R^2 coefficients. The B' parameter is evaluated through the B'-W_{10} relationship. In spite of small differences observed on the driest profiles, the modeled PAW profiles are significantly superimposed on the PAW profiles calculated from the W profiles (Fig. 11). The comparison of the modeled and calculated PAW profiles, in a W-calculated PAW versus W_{10}-modeled PAW diagram, shows a very strong relationships along the 1/1 straight line for both dry and wet profiles (Fig. 11). The attempts at PAW modeling using the W_{20} values provide similar results; significantly superimposed W_n-calculated and W_{10}-modeled profiles and R^2 coefficients superior to 0.98, indicative of the realist equations.

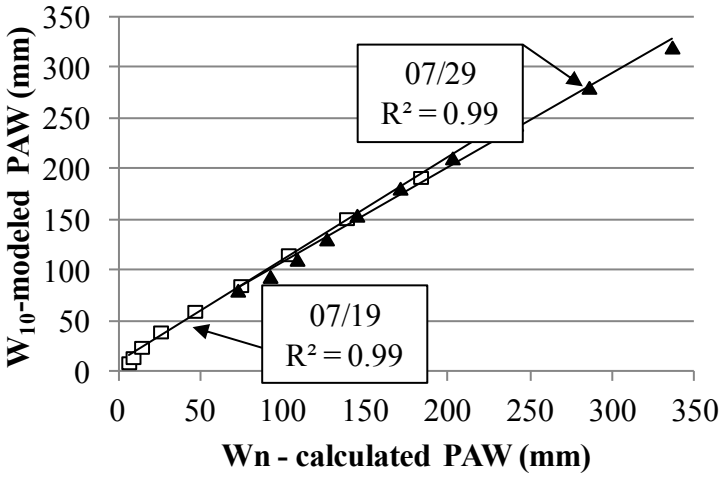


Fig. 11: The Wn-calculated PAW profiles and W10-modeled PAW profiles show 1/1 linear relationships with R2 higher than 0.99.

DISCUSSION - CONCLUSION

The French coastal wetland territories were generally reclaimed from the sea by progressive desiccation of primary fluvio-marine sediments. The primary clay-dominated material was initially saturated by seawater. Nevertheless, along the basin periphery the salt groundwater may be mixed with fresh water of continental origin (Weng et al, 2003; Bernard, 2006; Gallier, 2011; Gallier et al.; 2012). The phenomena of desiccation and surface leaching by rainfall, plus the mixture of local seawater with fresh water, have led to the formation of different salinity profiles that directly influence the farming methods and grain yields. That is the typical characteristics of a shallow salt groundwater which need to be controlled by drainage regarding the balance between capillarity up flow and drainage below the root zone (Ayars et al., 2006). The salinity profiles may be absolutely quantified using the $EC_{1/5}$ profiles. They are used to characterize the different territories. Historically, the first stages of reclamation maintained the ground water near the surface and conditioned the territories for grassland and cow breeding only. Since the 1970s, the intensive development of grain crops (corn) required the wide development of drainage, causing a deepening of groundwater level and associated soil desalinization.

In these shallow groundwater marshlands, a short study of the state paths of the clay material constituting the soil allows to determine the water content equivalent to the limit between the groundwater saturated soil and the vadose zone. In the undrained grassland, the VZET evolves between 0 and 40 cm depth only, according to the water table level evolution. In the drained cereal field, the soil stays saturated until mid-July. The unsaturated zone goes under the surface from mid-July to September. It goes down parallel to the water table decrease. The thickness of the vadose zone reaches its maximum of 70 cm in September. In this shallow groundwater, the capillarity rise clearly governs the water content profiles and consequently the associated PAW profile. Consequently, the different hydraulic managements act directly on both water and salinity profiles, so they govern the soil potential for the pedodiversity and

crop yields. The paper demonstrates that the monitoring of the successive moisture profiles coupled with a simple study of the state paths of the clay matrix along its shrinkage curve allows the monitoring of the VZET thickness.

Many authors have worked and modeled water flow in field using pedotransfer functions and consequently the PAW (Guber et al., 2009; Nosetto,et al., 2009; Bruand et al.; 2002, 2004; Burns, 1974; Cazemier et al., 2001; Nyvall, 2002). The difficulties are essentially the heterogeneity and complexity of the unsaturated media. Vertical AWC_{res} profiles and their seasonal behaviors may be also calculated from profiles of tensiometric pressures (Breda et al., 2002; Granier et al. 1995; Tardieu et al, 1990). Unfortunately, our clay-dominated soils are extremely sensitive to the shrinkage phenomenon. The drying effect provokes the deepening of a shrinkage crack network, which can make the tensiometer ineffective by early disconnection of the porous plugs (Radimy et al., 2013).

This paper proposes a methodology of calculation and modeling of the real or residual available water capacity (PAW) profiles in such clay dominated soils. This method is able to represent the PAW behavior caused by the weather conditions and water consumption of the plants according to their rooting depth. Calibrated on the W profiles, it has been shown realistic to the depth of 1.00 m for undrained grasslands and drained grain fields. The PAW profiles can be easily equated as a second-degree polynomial equation in respect to $R^2 > 0.98$. Even if the surface PE/ETm and/or AWC_{ref} do not allow realistic relationships for the modeling of PAW profiles, the W_{10} or $W_{20,}$ easily measurable in the surface layer, are satisfactory for PAW profile modeling in undrained grassland and drained fields. This methodology, coupled with the salinity profiles calculated from the W and $EC_{1/5}$, may be used for the quantification and prediction of the water and salt stress in these wetland territories; thus, it can be used as a realistic tool for hydraulic management and farming in this region.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to thank the Regional Council of Poitou-Charentes and the firm of ERM for providing the funding for this research during the period of 2011 to 2014.

REFERENCES

Archer, J.R., and Smith, P.D., 1972. The relation between bulk density, Available Water Capacity, and air capacity of soils. Journal of Soil Science, Vol, 23, No. 4: 475-480.

Ayars, J.E., Schoneman, R.A., Dale, F., Meso, B., Shouse, P., 2001. Managing subsurface drip irrigation in the presence of shallow ground water. Ag. Water Manag. 47: 243-267.

Ayars, J.E., Christen, E.W., Soppe, R.W., 2006. The resource potential of in-situ shallow groundwater use in irrigated agriculture: a review. Irrig. Sci. 24: 147 - 160

Baize, D., 2000. Guide of analyzes in pedology (In French). 2nd ed.. Paris. INRA, 257 p.

Baize, D., and Girard, M.C., 1995. Pedological referential (In French). INRA ed. 375 p.

Bastet, G., Bruand, A., Quetin, P., and Cousin, I., 1998. Estimating of water retention properties of soils using pedotransfer functions (FPT): A literature review. (In French, with English abstract). Étude et Gestion des Sols, 5, 1: 7-28.

Bates, J.M., and Granger, C.W.J., 1969. The combination of forecasts. Oper. res. Q. 20:: 451-468.

Bernard, M., 2006. Study of the behavior of marsh soils: Mineralogical, Structural and Hydromechanical evolution. (Marshes of Rochefort and Marais Poitevin) (In French, with English abstract) PhD thesis. University of Poitiers. 309 p.

Bernard, M., Dudoignon, P., Pons, Y., Chevallier, C., and Boulay, L., 2007. Structural characteristics of clay-dominant soils of a marsh and paleosol in a crossed diagram. European Journal of Soil Science, 58 (5): 1115-126.

Bernard-Ubertosi, M., Dudoignon, P., and Pons, Y., 2009. Characterization of structural profiles in clay-rich marsh soils by cone resistance and resistivity measurement. Soil Science Society of America Journal, 73 (1): 46-54.

Braudeau, E., Sene, M., and Mohtar, R.H., 2005. Hydrostructural characteristics of two African tropical soils. European Journal of Soil Science, June 2005, 56: 375–388. doi: 10.1111/j.1365-2389.2004.00679.x

Breda, N., Lefevre, Y., and Badeau, V., 2002. Water reservoir of temperate soils: Specificity and evaluation challenges. (In French, with English abstract). La houille Blanche, Revue Internationale de l'Eau n°3: 24-32.

Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R., and Jamagne, M., 1996. Variability of soil water retention properties: importance of the bulk density (In French, with English abstract). Etude et Gestion des Sols, 3, 1: 27-40.

Bruand, A., Perez-Fernandez, P., Duval, O., Quétin, Ph., Nicoullaud, B., and Gaillard, H., 2002. Estimation of soil water retention properties: Use of pedotransfer classes after textural and texturo-structural stratification (In French, with English abstract) Etude et Gestion des Sols, 9: 105- 125.

Bruand, A., Duval, O., and Cousin, I., 2004. Estimation of soil water retention properties from SOLHYDRO database: A first proposal with type of horizon, texture and bulk density. (In French, with English abstract). Etude et Gestion des Sols, 11: 323-334.

Bruand, A., and Coquet, Y., 2005. Soils and water cycle (In French). Science du Sol et Environnement, Dunod: 345-363.

Burns, I.G., 1974. A model for predicting the redistribution of salts applied to fallow soils after excess rainfall or evaporation. Journal of Soil Science, Vol. 25, No. 2: 165-178.

Cazemier, D.R., Lagacherie, P., and Martin-Clouaire, R., 2001. A possibility theory approach for estimating available water capacity from imprecise information contained in soil databases. Geoderma 103: 113-132.

Choisnel, E., 1992. Calculation of the hydric balance: Modeling options and complexity levels. (In French, with English abstract). Science du sol - Vol. 30, 1: 15-31.

Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L., and Nimmo, J.R. 2007. Comparison of local-to-regional scale estimates of ground-water recharge in Minnesota. USA. J. Hydrol. 334 (1), 231-249.

Dudoignon, P., Causseque, S., Bernard, M., Hallaire, V., and Pons, Y., 2007. Vertical porosity profile of a clay-rich marsh soil. Catena, 70 (3): 480-492.

Dudoignon, P., Bernard-Ubertosi, M., and Hillaireau, J.M., 2009. Grasslands and coastal marshes management: role of soil structure. In grasslands, Ecology, management and restore. Nova Science Publishers (NY) Hans G. Schröder Ed.

Fan, J., oestergaard, K.T., Guyot, A., Lockington, D.A., 2014. Estimating groundwatee recharge and evapotranspiration from water table fluctuations under theree vegetation covers in a coastal sansy aquifer of subtropical Australia. J. Hydrol. 519, 1120-1129.

Gallier, J., 2011. Characterization of structural evolution process and salinity of coastal marsh soil by in situ mechanical measurements and geo-electrical investigations (In French). PhD thesis, University of Poitiers, 218 p.

Gallier, J., Dudoignon, P., and Hillaireau, J.M., 2012. Microstructure – Hydromechanical Property Relationship in Clay Dominant Soils. In An Introduction to the study of mineralogy INTECH open access publisher, Cumbur Aydinalp ed.: 51-72.

Granier, A., Badeau, V., and Breda, N., 1995. Water balance modeling of forest settlements (In French). Rev. For. Fr. XLVN - sp.n°: 59-68.

Guber, A.K., Pachepsky, Y.A., Van Genuhten, M. TH., Simunek, J., Jacques, D., Nemes, A., Nicholson, T.J., Cady, R.E., 2009. Multimodel Simulation of Water Flow in a Field Soil Using Pedotransfer Functions. vadose Zone Journal Vol.8, N°1, February, 10 p.

Healy, R., and Cook, P., 2002. Using ground water levels to estimate recharge. Ydrogeol. J. 10, 91-109.

Hong, S.Y., Minasny, B., Han, K.H., Kim, Y., and Lu, K., 2013. Predicting and mapping soil available water capacity in Korea. PeerJ 1:e 71. 20p. DOI 10.7717/peerJ.71

Kern, J.S., 1995[a]. Geographic patterns of soil water-holding capacity in the contiguous United States. Soil Science Society of America Journal 59: 1126 –1133. DOI 10.2136/sssaj1995.03615995005900040026x.

Kern, J.S., 1995[b]. Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. Soil Sci. Soc. Am. J. 59:1134–1141.

Mathieu, C., and F. Pieltain. 1998. Physical analysis of soil, Selected Methods (In French). Lavoisier TEC & DOC, PARIS ed. 275 p. France

Montoroi, J.P., 1997. Electrical conductivity of the soil solution and aqueous extracts - Application to a sulfated acid salty soil of Bassa Casamance - Senegal (In French, with English abstract). Etude et Gestion des sols, 4: 279-298.

Morvan, X., Bruand, A., Cousin, I., Roque, J., Baran, N., and Mouvet, Ch., 2004. Predicting water retention properties of soils in a watershed using pedotransfer functions: Influence of bulk density and coarse element content. (In French, with English abstract) Étude et Gestion des Sols, Volume 11, 2: 81-99.

Nemes, A., Pachepsky, YA., and Timlin, D.J., 2011. Toward improving global estimates of field soil water capacity. Soil Science Society of America Journal 75: 807– 812. DOI 10.2136/sssaj2010.0251.

Norme NF P 44-093. 1999. Détermination des références d'un matériau : essai Proctor normal - essai Proctor Modifié. Recueuil AFNOR Normes Géotechniques.

Nosetto, M.D., Jobbàgy, EG., Jackson, R.B., Sznaider G.A., 2009. Reciprocal influence of crops and shallow ground water in sandy landscape of the Inland Pampas. Field Crops Research 113 138-148

Nyvall, J., 2002. Soil water storage capacity and Available soil moisture. Resource Management Branch. Ministry of Agriculture, Food and Fisheries. Order No. 619000-1. 4 p.

Pons, Y., Capillon, A., and Cheverry, C., 2000. Water movement and stability of profiles in drained, clayey and swelling soils: at saturation, the structural stability determines the profile porosity. European Journal of Agronomy 12: 269-279.

Pons, Y., and Gerbaud, A., 2005. Agricultural Classification of marsh soils based on the relationship between Sodicity and structural stability. Application to the case of the west marshes of France (In French, with English abstract). Etude et gestion des sols, 12 (3): 229-244.

Rab, M. A., Chandra, S., Fisher, P.D., Robinson, N. J., Kitching, M., Aumann, C. D., and Imhof, M., 2011. Modelling and prediction of soil water contents at field capacity and permanent wilting point of dryland cropping soils. Soil Research 49(5): 389- 407. http://dx.doi.org/10.1071/SR10160

Radimy, R.T., Dudoignon, P., Hillaireau, J.M., and Debouté, E., 2013. Polder Effects on Sediment-to-Soil Conversion: Water Table, Residual Available Water Capacity, and Salt Stress Interdependence. The Scientific World Journal, Volume 2013, Article ID 451710, 20p. http://dx.doi.org/10.1155/2013/451710.

Radimy, R.T., Dudoignon, P., Hillaireau, J.M., and Caner, L., 2014. Evapotranspiration—Soil Structure relationship in West Marshes of France. Journal of Water Resource and Protection, 6: 821-840. http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2014.69078

Rawls, W., Brakensiek, D., and Saxton, K.E., 1982. Estimating Soil Water Retention from Soil Properties. J. Irrig. Drain. Eng. 108 (IR2): 166-171.

Rayment, G.E., and Higginson, F.R., 1992. Australian Laboratory Handbook of Soil and Water Chemical Methods, Melbourne, Inkara Press. Australian Soil and Land Survey Handbooks, v. 3.

Righi, D., Velde, B., and Meunier, A., 1995. Clay stability in clay-dominated soil systems. Clay Minerals, 30(1): 45-54.

Rhoades, J.D., 1982. Soluble Salts. In: A.L. Page (ed.) Methods of soil analysis, Part 2 Chemical and microbiological properties, 2nd edition. Agronomy 9: 149-157.

Rhoades, J.D., Shouse, P.J., Alves, W. J., Manteghi, N.A. and S.M. Lesch. 1990. Determining soil salinity from soil electrical conductivity using different models and estimates. Soil Sci. Soc. Am. J. 54 (1): 46-54.

Saxton, K.E., and Rawl, W.J., 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. Soil Science Society of America Journal 70: 1569 -1578. DOI 10.2136/sssaj2005.0117

Tardieu, F., Katerji, N., Bethenod, O., Hamard, P., Quétin, P., and Bal, P., 1990. Relations between the hydric state of soil, the basis potential and other indicators of water stress in maize (In French). Agronomie, EDP Sciences, 1990, 10 (8): 617-626.

Tournade, F., and Bouzillé, J.B., 1991. Relations between soil and vegetation in wet natural grasslands of the Marais Poitevin. Demonstration of an organizational model (In French, with English abstract). Soil science. Vol. 29, 4: 339-357.

Tournade, F., and Bouzillé, J.B., 1995. Soil determinism of plant diversity of ecosystems in grasslands of the Marais Poitevin: Application to the definition of an agri-environmental management (In French, with English abstarct). Etude et Gestion des Sols, 2, 1: 57-72.

Weng, P., Giraud, F., Fleury, P., and Chevallier, C., 2003. Characterising and modelling groundwater discharge in an agricultural wetland on the French Atlantic coast. Hydrology and Earth System Sciences, vol. 7, no. 1: 33–42

ANNEXE 5: Publication 2014

Journal of Water Resource and Protection, 2014, 6, 821-840
Published Online June 2014 in SciRes. http://www.scirp.org/journal/jwarp
http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2014.69078

Scientific Research

Evapotranspiration—Soil Structure Relationship in West Marshes of France

R. T. Radimy[1], P. Dudoignon[1], J. M. Hillaireau[2], L. Caner[1]

[1]IC2MP-HydrASA Laboratory UMR 7285, ENSIP, Poitiers 86022, Poitiers University, France
[2]INRA Poitou-Charentes, Expérimental Site, 17450 Saint Laurent-de-la-Prée, France
Email: patrick.dudoignon@univ-poitiers.fr, jean-michel.hillaireau@stlaurent.lusignan.inra.fr

Received 5 March 2014; revised 1 April 2014; accepted 19 April 2014

Copyright © 2014 by authors and Scientific Research Publishing Inc.
This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).
http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/
Open Access

Abstract

The soil potentials, facing to the crop fields, are commonly estimated through the calculation of their available water capacity based on the ETP or ETM estimation. The present work introduces the comparison between theoretical and real available water capacity profiles calculated down to 1.00 m depth. The evapotranspiration data are used to the calculation of ETP in an undrained grassland and ETM in two drained corn fields located in the French Atlantic marshlands. The studied soils have acquired specific properties in response to the reclaiming of the clay; dominant primary sediments began since the Middle Age and late drainage works. The theoretical and real available water capacity profiles are calculated from the ETP and ETM data and from the soil moisture profiles respectively, from June to October 2013. The theoretical and real profiles are confronted to the tensiometric pressure recording at 30, 60 and 90 cm. The tensiometric pressure behavior and associated premature disconnections of the tensiometric plugs are explained thanks to the soil structure-hydromechanical property relationships: *i.e.* from ductile state in depth to brittle state in surface. The vertical evolutions of the real profiles are explained facing to the plant growing, pluviometry and water nape levels. Their behavior and their shifts from the linear "theoretical" ETP or ETM profiles clearly show the advance of the desiccation front and consequently the kinetics of water consumption by plants. This simple method of calculation and comparison between the real and theoretical ETM or ETP profiles allows the quantitative discussion: 1) on the role of the soil microstructure behavior on the root growing and, 2) on the realism of the crop coefficient taken into account in the ETP or ETM estimation. In these coastal marsh fields, it also argues on the difficulty of management facing to the water and/or salt stresses.

Keywords

Evapotranspiration, Available Water Capacity, Soil Structure, Clay Dominant Soils, Plant Soil Interaction

How to cite this paper: Radimy, R.T., Dudoignon, P., Hillaireau, J.M. and Caner, L. (2014) Evapotranspiration—Soil Structure Relationship in West Marshes of France. *Journal of Water Resource and Protection*, 6, 821-840.
http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2014.69078

1. Introduction

The evapotranspiration represents the water balance of soil water delivered to the atmosphere via the plant transpiration and surface evaporation. The maximum evapotranspiration ETM on a plant field has to take into account the atmospheric conditions (temperature, sun radiation, hygrometry, wind velocity) and the area exchange surface developed by the sheets via the stomata efficiency. The equations and models of evapotranspiration are commonly based on thermal formulae [1]-[3], hygrometric or hygrothermic formulae [4] [5] and energetic formulae [6]-[10]. These are calculations mainly based on soil surface exchange parameters. Nevertheless, the water mass balance has to take into account parameters of soil-root interactions via the density and depth of the root network, the quantity of residual available water in soils, and the soil structure facing to the exchange mechanisms and crop yields: *i.e.* hydraulic conductivity and soil salinity in coastal marshlands. The water mass transfers from soil to atmosphere including the ETP and ETM are quantitatively studied using empirical equations or modeling for the successive stages of plant growing and senescence [11]-[16]. The relationship between the water lost in atmosphere and the resulting impact on the moisture-soil structure couple may be apprehended from the recording of profiles of residual available water through the seasons. One other point, more specific for seawater marshlands, is the soil and/or water salinity which is able to act on the soil-plant osmotic transfers [17] [18]. The two mechanisms of plant transpiration and soil surface evaporation act together on the desiccation profile and structural behavior of soils. In fact, in coastal wetlands, the water nape level is governed by the hydraulic and drainage management. It acts as a third dominant parameter on the moisture profile of soils in addition to the water consumption by plants during their growing-senescence cycle and to the climatic conditions. The available water for plants may be commonly evaluated from an available water capacity (*RU*) of soil commonly calculated from its textural characteristics. The "theoretical initial" *RUi*, calculated as a characteristic of "surface" in mm, can be used to calculate a vertical "initial" available water capacity profile following a linear relationship with the depth:

$$RUi = (Wfc - Wwp) \times ys \times h$$

with *RUi* in mm, *ys* —the soil density, and *h*—the soil layer thickness in m, *Wfc*—the field capacity and *Wwp*—the welting point are usually assessed as the equivalent 4.2 pF.

Through the season, the real *RU* profiles (*RUr*) may be calculated via an "ETP or ETM" method, by subtraction of the ETP or ETM from the initial *RUi* and addition of the pluviometry.

Through the season, the *RUr* profiles shift from the initial linear theoretical *RUi* profile according to 1) the moisture profiles behavior and 2) the "surface" ETP and/or ETM evolutions. Consequently, for grassland or different cultivated fields, the *RUr* profiles may be calculated for the successive dates following two methods:

1) a "textural" method by replacing the field capacity (*Wfc*) by the real water content (*Wn*) of the soil at each depth, for the successive dates, as follows [19]:

$$RUr_W = (Wn - Wwp) \times ys \times h,$$

2) the "ETP or ETM" method, by subtraction of the ETP or ETM from the initial *RUi* and addition of the pluviometry (*RR*):

$$RUr_{ETP} = RUi - \text{ETP} + RR \text{ for grassland}$$

$$RUr_{ETM} = RUi - \text{ETM} + RR \text{ for cereal culture}$$

In the "ETP or ETM" method, the RUr_{ETP} and RUr_{ETM} are also calculated as a characteristic of "surface" in mm. In these conditions, the RUr_{ETP} and RUr_{ETM} profiles may be represented as a simple linear *RUr*-depth relationship. Compared to the initial *RUi* profile, these RUr_{ETP} and RUr_{ETM} profiles differ by their increasing slopes following the ETP or ETM increasing (Figure 8 and Figure 9).

On the contrary, the RUr_W profiles are governed by the vertical evolutions of the *W* contents of soils. They are governed by the descent of the desiccation front.

In fact the water consumption by plants affects the water profiles of soils by their root growing. Thus, it is quite evident that the bulk water lost by cumulative plant consumption and surface desiccation does not follow a linear gradient from the surface to the depth. Reciprocally, the propagation of the desiccation front from the surface to the depth acts on the structural evolution of soil: *i.e.* micro- to meso-porosity, hydraulic conductivity, shear stress property of the clayey soil matrix, and suction pressures.

In the marshland territories reclaimed from seawater sediments, the soil moisture profiles are the results of a surface desiccation provoked by the construction of polders and drainage. They are characterized by a progressive increase of the water contents from the surface to the depth, according to the descending progression of the desiccation fronts into the fluvio-marine sediments initially saturated by seawater. The consequences of the bulk surface water consumption are a progressive water impoverishment of the initial sediment from the surface to the depth according to the nape level descending. Furthermore, in such territories, the desiccation phenomenon increases the salinity of the residual water in soil up to conditions of salt stress. Following the field locations and associated farming conditions, such desiccation profiles and associated water stress and salt stress couple act on the crop yields [19]-[24].

The present paper is based on works made on the French Atlantic coast wetlands since many years [19] [25]-[31]. Thanks to the mineralogical and textural homogeneity of the consolidated sediments, the initial works were firstly focused on the relationships which can exist between the microstructure evolution of clay matrices and the macroscopic hydro-mechanical properties of the clay dominant soils. The second investigations were concentrated on the INRA experimental site of St Laurent de la Prée for the calibrations of soil structure-plant growing and crop yield relationships [30] [31] (Figure 1). The present work is focused on the behavior of RUr_W, RUr_{ETP} and RUr_{ETM} profiles developed in two drained parcels for cereal field and in an undrained grassland. The work takes an interest to the comparison between the different *RU* profiles facing to the soil structure behavior recorded from June to October 2013.

2. Material and Methods

2.1. Material and Geological Setting

The results presented in this work were obtained from the wetlands located along the Atlantic coast of France. The studied areas are located in the "Marais de Rochefort" (Charente Maritime Department), in the INRA experimental site of St Laurent de la Prée (Figure 1).

The soils are formed on clay dominant sediments of fluvio-marine origin named "bri" which result from the silting of an erosion basin in Jurassic limestones during the Flandrian transgression. The ages of the sediments range from 8000 years to nowadays. They were deposited directly on Jurassic limestones which constitute the surrounding hills. The marshes have emerged and dried since at least the Xth century following the sea regression. The polder works started during the XIth century and were the most effective during the XVIIth century. The soils have been formed by successive desiccation, consolidation and maturation of these primary sediments. The successive hydraulic managements have separated the west marshes in "dry" and "wet" marshes [20] [21] [25] [29] [31]. Nevertheless, the bri shows quite homogeneous mineralogy and texture all over the studied territories [25] [26] [28] [29] [31]:

- clay to silty clay texture with 85% to 95% of particles lower than 20 µm and 40% to 60% of particles lower than 2 µm;
- small organic matter content, 0.4 to 2.4 weight %;
- dominantillite, plus kaolinite and illite/smectite mixed layers, and small amount of pure smectite assemblages;
- the measured CEC accord to the illite domain (20 - 30 meq/100g);
- the shrinkage, plasticity and liquidity limits are 20%, 40% and 70% in gravimetric water content respectively.

The local textural evolutions are limited to the 0- to 20-cm soil surface and some paleosoils recognized between 1 and 2 meter depth; *i.e.* decrease of the infra 2 µm fraction to 5% - 23% [25]. In parallel, the illite/smectite mixed layer assemblages present a weak increase of the smectitic layers % in depth [32] [33]. This increase of smectitic layer % was identified by X-Ray diffraction only on the 0.2 µm fraction. Similar mineralogical evolutions were identified according to the ages of soils sampled in the successive polders [34]. The phenomenon was attributed to a smectite- to illite-conversion associated to the time of soil maturation.

These characteristics of clay dominant soil induce drastic shrinkage properties which provoke a sub-isotropic volumetric decrease reaching 30% from the plasticity to the liquidity limit, and high opening and propagation of shrinkage fractures along the unsaturated subsurface [25] [26] [28] (Figure 2).

During the dried periods, according to the descending of the desiccation front, the 3D shrinkage induces the clay matrix compaction and the opening of a subvertical fracture network, down to the *Wp* depth [25] [28]

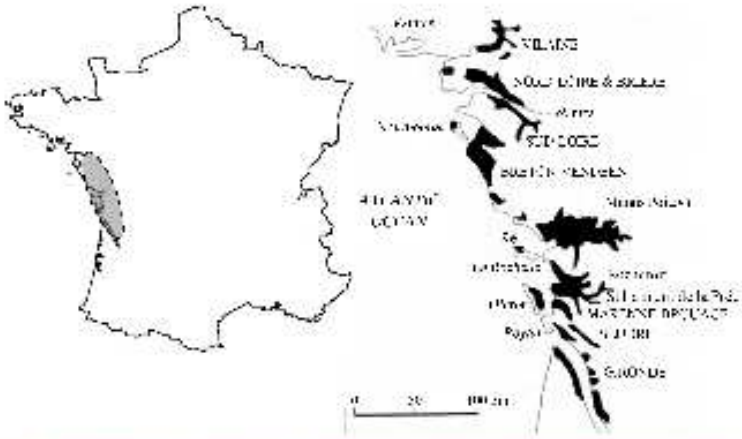


Figure 1. Location of the "Marais de Rochefort" and "Marais Poitevin" on the West Atlantic coast of France. The INRA experimental site of St Laurent de la Prée is located in the "Marais de Rochefort".

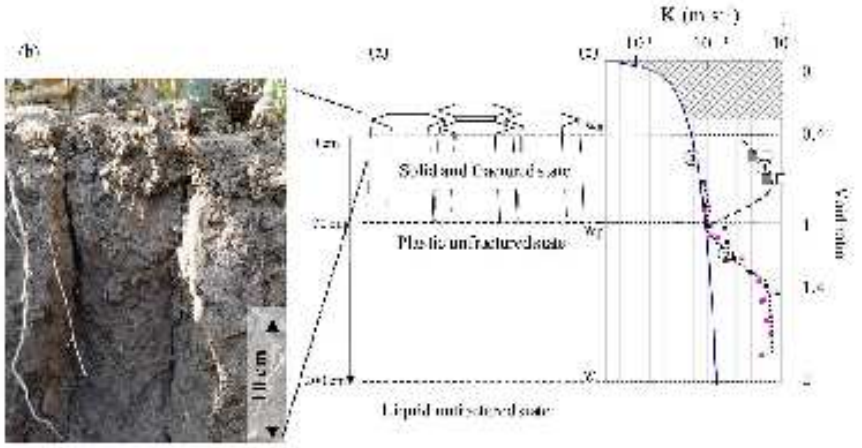


Figure 2. (a) Schematic representation of a structural profile of marsh soil due to the historical surface desiccation induced by the hydraulic managements; (b) Example of subvertical shrinkage cracks observed in the corn field in September 2013; (c) Vertical evolution of the hydraulic conductivity: small squares = oedometric measurements on the clay matrix, large squares = *in situ* infiltration tests [25] [30]. *Ws* = shrinkage limit, *Wp* = plasticity limit, *Wl* = liquidity limit.

(Figure 2). The surface to *Wp* depth layer is a double hydraulic conductivity medium: *i.e.* small permeability of the clay matrix constituting the inner part of prisms and peds (micro-to-centimeter scale) and large permeability of the shrinkage fracture network (macroscopic scale) (Figure 2(c)). The subjacent layer is characterized by only the small permeability of the clay matrix which is governed by the microstructure and the particle arrangements in the *Wp*-*Wl* saturated domain: about 10^{-6} m·s^{-1} in *Wl* state down to 10^{-10} m·s^{-1} in the *Wp* state.

In the Marais de Rochefort, the water content and salinity profiles of soils mainly depend 1) of their distances from the surrounding calcareous hills and 2) of the presence or not of drainage. In fact they are governed by the water nape levels and the resulting thickness of leached soil by rain water, and the eventual fresh water inlet from the peripheral limestones [25]-[31]. The cereal crops are made on drained fields. The grasslands are localized on undrained fields. The grassland parcels are commonly characterized by a typical microtopography resulting of the recurrent "mud cleaning" of the peripheral ditch and deposit of the scoured muds along the ditch banks [19].

The soil profiles may be characterized by couples of water content (*Wn*) and 1/5 electrical conductivity ($CE_{1/5}$). The couple of *Wn* and $CE_{1/5}$ profiles are periodically measured through the seasons in order to quantify their evolutions face to the annual climatic changes and face to the different plant growing. Finally, following their locations, the soils divide into hygrophile, meso-hygrophile and mesophile areas face to the availability of fresh water for plant consumption, excluding the too high salinity domains required by halophyte plants (Figure 3).

The climate is coastal-oceanic with a mean annual rainfall of 780 mm distributed throughout two marked seasons: 52% of the rainfall occurs between October and January [35]. The mean June - August temperature and potential evapotranspiration (ETP) from 1971 to 2001 were 16.3°C and 321 mm respectively [36].

The study of the soil structure-hydro-mechanical property relationships was previously performed by coupling the water profiles with cone resistance, shear stress, hydraulic conductivity and resistivity profiles [25] [27] [30] [31]. Finally authors used the shrinkage curve of the clay dominant soil to represent the results in successive crossed diagrams. Gallier *et al.* [30] [31] proposed a preliminary model of shrinkage crack propagation depending of the initial hydrated state of the clay matrix. The "model" is based on the progressive evolution of the soil from its initial liquid-to-plastic state to a final solid state: *i.e.* from a ductile mechanical comportment to a brittle comportment.

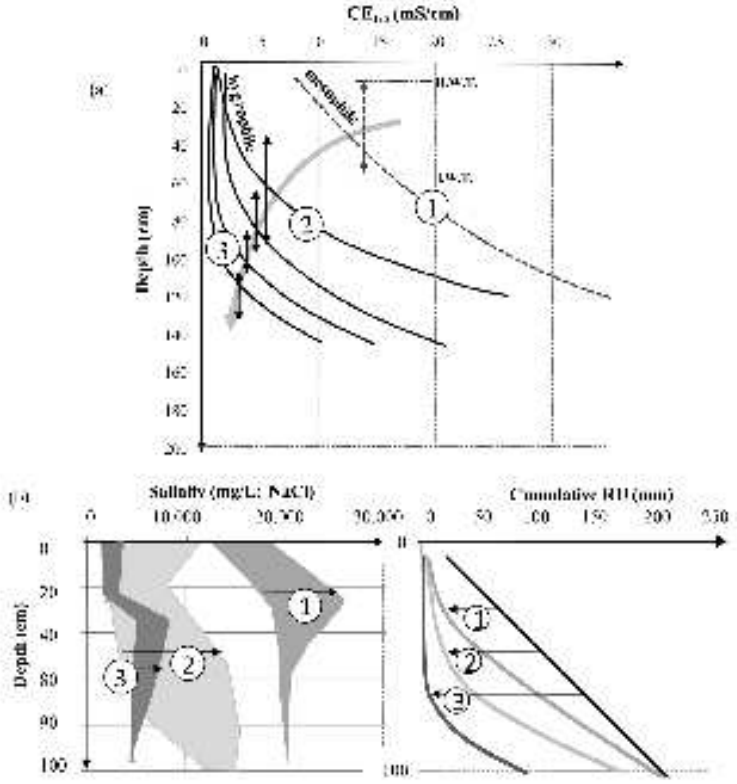


Figure 3. (a) Schematic evolution of the *CE*1/5 profiles induced by the water table descending. Grey arrow = water table trend, double vertical black arrows = water table fluctuation between the high water table level (H.W.T.) and the low water table (L.W.T.). 1 to 2 indicates the transition from the mesophile to hygrophile systems; (b) Parallel evolutions of the RUr_w profiles and salinity profiles characteristic of the three studied systems. Straight black line = initial cumulative *RU*i profiles. 1, 2 and 3 residual cumulative RUr_w profiles calculated after the plant growing under the grassland and under the cultivated field (example of wheat). Trend 1 = grassland, trend 2 = cultivated area nearby the limestone hill, thus impacted by the fresh water inlet, trend 3 = cultivated area far from the limestone hill [19].

2.2. Methods

Three spots were studied and in situ equipped in the INRA experimental site of St Laurent de la Prée:

- a grazed grassland in undrained parcel (L3);
- a corn field on drained parcel, drains 10 m apart (A7 10 m);
- a corn field on drained parcel, drains 20 m apart (A7 20 m).

In the drained parcel the spots are localized midway between two drains, that to say 5 m or 10 m from the drains. The *in situ* recording includes the piezometric levels, the gravimetric water content profiles, the $CE_{(V)s}$ profiles and tensiometric pressures at depths of 30, 60 and 90 cm. The tensiometers are SMS 2500S type. They are limited to 850 mb pressure equivalent to 2.8 pF. Nevertheless they allow the monitoring of the desiccation profiles during the seasons and associated descending rooting. The piezometers allow the recording of nape levels and the analysis of groundwater chemistry. The chemical analyses give global and average chemical compositions characteristic of fresh water and seawater mixtures: *i.e.* dominant fresh water near the surface and rich seawater mixture in depth [19]. To obtain accurate vertical salinity gradients, the soil sodicity profiles were characterized by electrical conductivity ($CE_{(V)s}$) measurements. The $CE_{(V)s}$ measurements were made on soil samples according to the clay auger sampling for the water content measurements. The measured $CE_{(V)s}$, allow the calculation of the water conductivity (*CEf*) for each soil sample following the Montoroi formulae [30] [31] [37]:

$$CEf = CE_{(V)s}(5Wn),$$

with *CEf* = the *in situ* fluid conductivity, $CE_{(V)s}$ the soil conductivity measured in laboratory and *Wn* the gravimetric water content.

The ETP are calculated from an *in situ* weather station recording (temperature, wind direction and intensity, rainfall, sunshine radiation). The ETM for corn field are calculated applying successive crop coefficients (*Kc*) to the ETP; *i.e.* $ETM = Kc \times ETP$ (Table 1).

Table 1. Measured ETP and parallel crop coefficients (*Kc*) used for the ETM calculation. The yield components taken into account for the corn field and presented in this work are limited to the sheet number and late dried sheets, just in order to show the parallel between ETP and corn field growing (Figure 13).

"Measured" ETP		Crop coefficients (*Kc*)		
Dates	ETP (mm)	Period	Corn field	Grassland
June 11	195.3	June 1- 21	0.3	1
		June 21 - 30	0.6	1
July 15	70.5	July 1 - 20	0.8	1
July 19	45.9	July 1 - 20	0.8	1
July 22	36.1	July 21 - August 10	1	1
July 26	61.9	July 21 - August 10	1	1
July 29	79.4	July 21 - August 10	1	1
August 2	58.6	July 21 - August 10	1	1
August 5	49.8	July 21 - August 10	1	1
August 9	37.5	July 21 - August 10	1	1
		August 11 - 20	1.15	1
August 23	0	August 21 - 31	1	1
August 26	5.4	August 21 - 31	1	1
August 30	0	August 21 - 31	1	1
September 1 - 9	0	September 1 - 9	0.9	1
September 10 - 19	0	September 10 - 19	0.8	1

The $RU\bar{i}$ calculated following the soil texture evolves from 185 to 200 mm. The RUr_{ETP} and RUr_{ETM} are calculated by difference between the initial $RU\bar{i}$ calculated from the soil texture (200 mm) and the measured station ETP (or calculated ETM for corn field) plus the rain fall (RR) from June to October 2013 in the three parcels.

3. Results

3.1. Rainfall and *W* Profiles

The rainfall was recorded from the 11 June to 23 October 2013 by the weather station. Three rain periods were observed before the autumn: (1) the two first weeks of June, (2) the 20 June - 5 July and (3) the 6 - 12 August periods (Figure 7). The successive rain periods have different consequences on the water nape level according to 10 or 20 m drain spacing, and the associated kinetics of drainage (Figure 4).

The kinetics of nape responses to the pluviometryare made evident during the second and dominant rain period. Thus, three periods may be clearly identified: before (1), during (2) and after (3) the second rain period.

In the L3 grassland, the successive periods are characterized by 1) a weak evolution of the nape level between 60 and 80 cm depth; 2) a drastic 80 up to 25 cm ascent and a late 3) descent to 90 cm depth.

In the A7 20 m drained corn field, the nape level has progressively dropped from 50 cm to 100 cm depth during the first period (1). It has risen up to 65 cm with the second rain period (2) and then (3) progressively dropped to 130 cm depth.

In the A7 10 m drained corn field, the rain period has not provoked any ascent of the nape: after the first period (1) of quite constant level (50 - 70 cm depth); the nape progressively descended to 1.30 m. These differences between the two A7 20 m and A7 10 m drained corn fields are due to weaker kinetics of water transfer in the large spaced drains in such clay dominant material which can be compacted along the ploughing basis around 30 - 40 cm depth.

The consequences of the simultaneous bulk water consumption by plants, surface evaporation and nape level descending are represented by the vertical soil moisture profile behavior and the associated $CE_{V's}$ and water salinity profiles (Figure 5 and Figure 6).

The succession of rainfall and desiccation periods impacts drastically the water content profiles and consequently the salinity profiles calculated from the $CE_{V's}$ (Figure 5 and Figure 6). In the drained corn fields the Wn variations are substantial from the surface down to the depth of 60 cm. The greatest variations are located just below the depth of 30 cm which corresponds to the compacted ploughing basis. It may be due to weak hydraulic conductivities of the underlying compacted band. The Wn range is 50% to 15%, *i.e.* just superior to the plasticity limit ($Wp = 40\%$) down to below the shrinkage limit ($Ws = 20\%$). The soil works in solid state.

In the undrained L3 grassland the Wn variations are great only at the soil surface (10 cm depth). The Wn contents evolved from 70% to 23%, thus, practically from the liquidity limit to the shrinkage limit of the clay material.

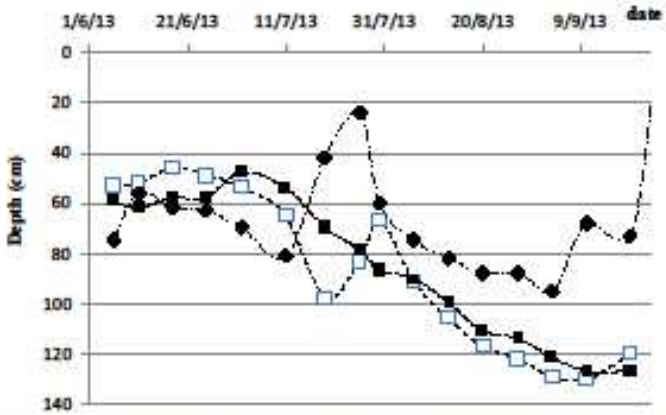


Figure 4. Water nape evolutions in the undrained L3 grassland (black lozenge), in the drained A7 10 m corn field (black squares) and A7 20 m corn field (white squares).

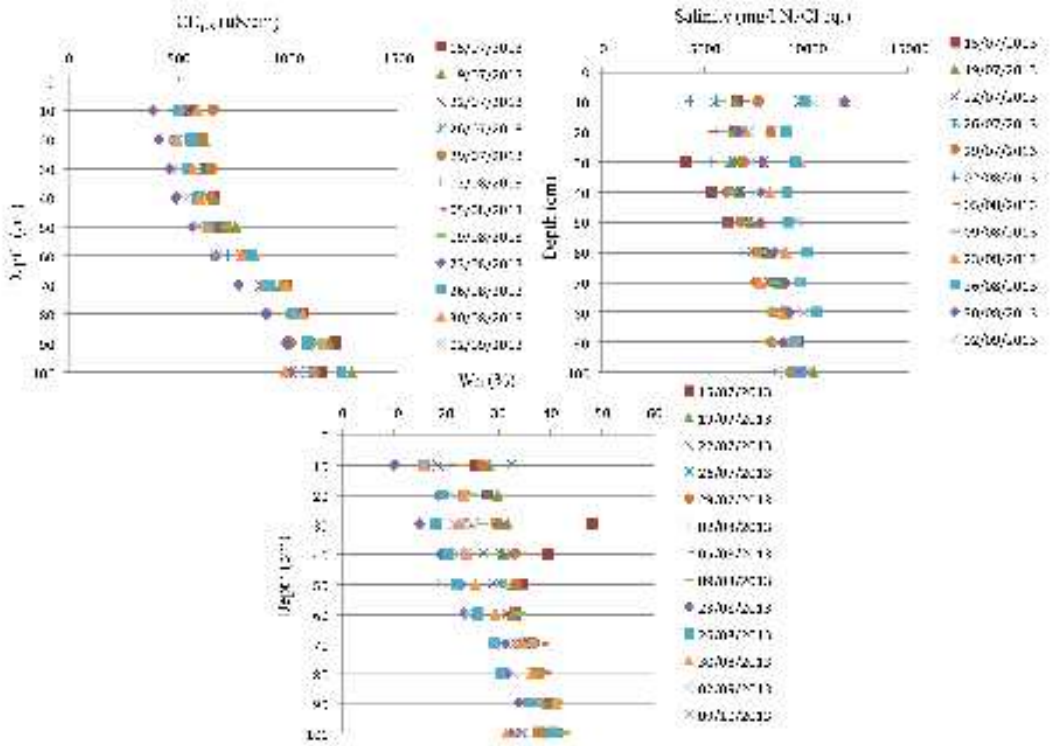


Figure 5. Parallel evolution of the Wn, $CE_{1/5}$ and water salinity profiles from the 15 July to the 9 September in the drained A7 20 m corn field.

In spite of larger Wn variations in the drained corn fields, the $CE_{1/5}$ profiles show weak evolutions through the season. On the contrary the large Wn variations impact the salinity behavior in a 5000 - 10,000 mg/l (equation NaCl) range in the drained fields and in the 10,000 - 30,000 mg/l (equation NaCl) range in the undrained grassland.

3.2. Impact on the ETP and ETM Profiles

The weather changes impact also the ETP and ETM calculations (Figure 7). The ETP and ETM evolutions follow similar trends characterized by two dominant peaks induced by the rainfall periods of 20 June - 5 July and 6 - 12 August. The differences between the ETP and ETM are governed by the crop coefficient Kc taken into account: Kc is constant equal to 1 for ETP, it successively evolves from 0.3 - 0.6 - 1 - 1.15 - 1 for the corn field (Table 1). Consequently the ETP values are higher than ETM during the first stage of corn growing (Kc = 0.3 and 0.6), they are superimposed on the ETP value for Kc = 1, and lower than ETP for Kc = 1.15 (Figure 7).

The resulting linear RUr_{ETP} slopes increase with time following the cumulative ETP but may operate a back decrease caused by the rainfall periods. The Figure 8 shows the three successive stages: (1) the first desiccation stage, (2) the rainfall period and (3) the late and final desiccation. The final RUr_{ETP} profiles are quite shifted on the vertical axis at RU = 0.

The linear RUr_{ETM} profiles evolve with time following the same periods of (1) desiccation, (2) rainfall and (3) final desiccation. The RUr_{ETM} slopes differ of the RUr_{ETP} ones by the crop coefficient Kc (Figure 9).

The RUr_W profiles are governed by the shapes of the W profiles: *i.e.* the descending of the surface desiccation fronts against the high "initial" water contents in depth. Consequently all the RUr_W profiles exhibit double curve shapes: *i.e.* concave curve in the upper desiccation domain and convex curve in the residual high water content domain in depth. The down progression of the desiccation front increases and deepens the upper concave part of

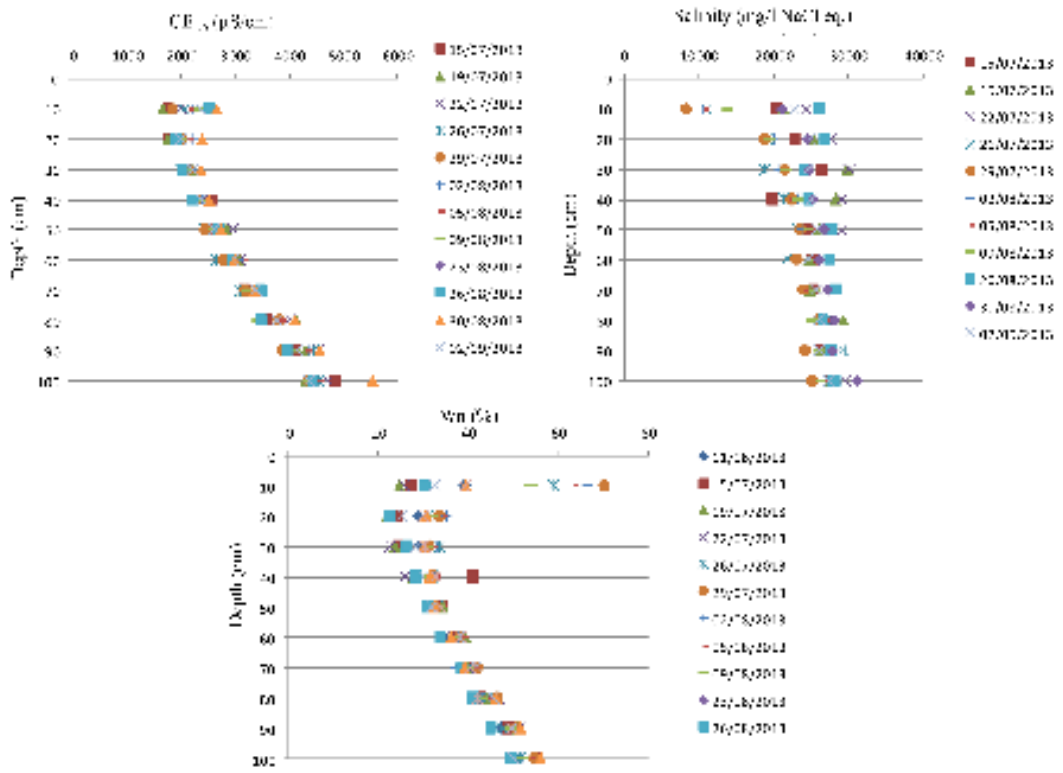


Figure 6. Parallel evolution of the *Wn*, $CE_{1/5}$ and water salinity profiles from the 11 June to the 2 September in the L3 grassland.

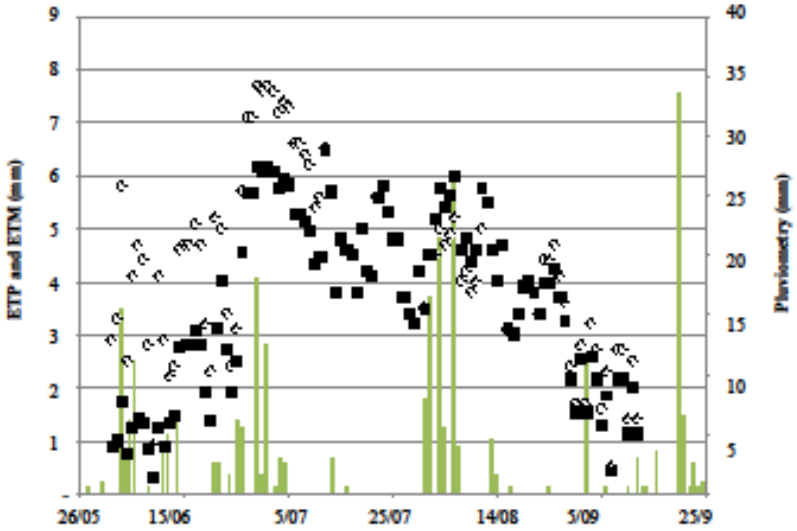


Figure 7. Evolution with time of the ETP for the grassland and ETM for corn field in parallel of the rain fall (pluviometry). Vertical lines = pluviometry, white lozanges = ETP, black squares = ETM.

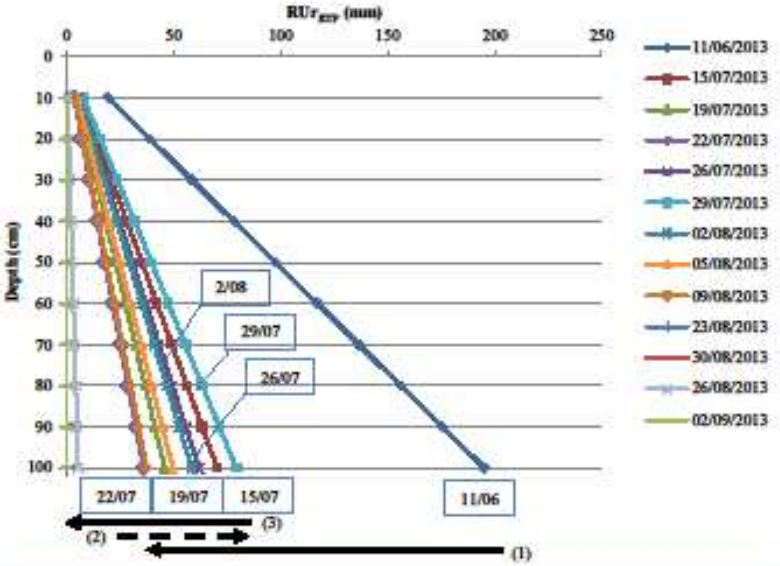


Figure 8. Evolution of the linear RUr_{ETP} profiles from 11/06 to 02/09 in the undrained L3 grassland. Horizontal arrows indicate the (1) first desiccation period, (2) second raining period and (3) late desiccation period.

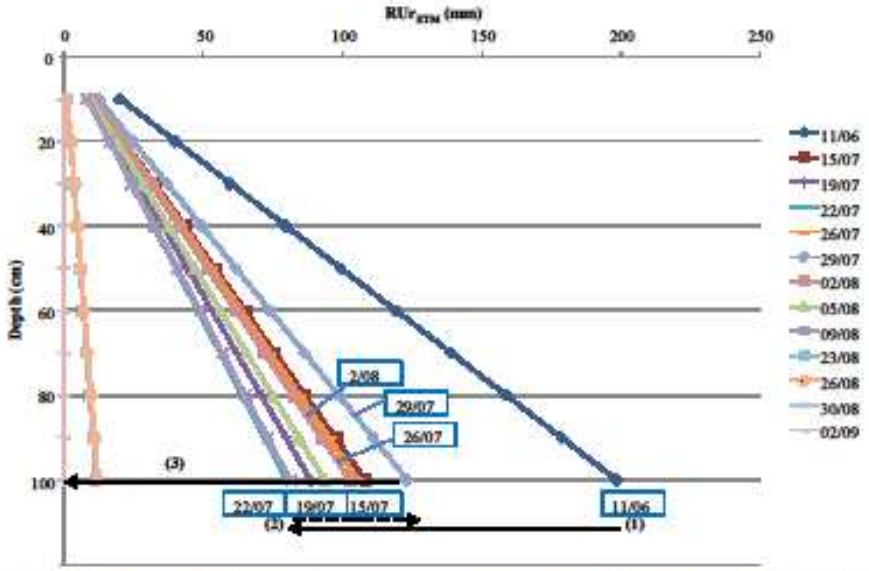


Figure 9. Evolution of the linear RUr_{ETM} profiles from 11/06 to 02/09 in the drained corn fields. Horizontal arrows indicate the (1) first desiccation period, (2) the second raining period and (3) the late desiccation period.

the RUr_{if} profiles. On the contrary, a rainfall period provokes a bulk shift of the RUr_{if} profile towards the initial RUi one.

According to the three successive periods of (1) first desiccation, (2) rainfall and (3) late and final desiccation, and, face to the RUr_{ETM} or RUr_{ETP} considered as references for each date, the RUr_{if} profiles show three different

behaviors.

In the undrained L3 grassland, the first desiccation period shifts the RUr_W curves towards the RUr_{ETP} (Figure 10). For the successive dates the upper parts of the RUr_W profile superimpose on the upper part of the RUr_{ETP} and confirm the realistic value of $Kc = 1$ for the grassland. The "depth" of superimposition coincides with the "down progression" of the root network (down to 30 cm depth). The second period of rainfall drastically shifts the RUr_W profiles away from the RUr_{ETP} profiles calculated for the same dates, and beyond the RUi profile. The phenomenon is representative of the very high quantity of rain water stored near the surface. During the third and final desiccation period, the RUr_W profiles shift progressively to the RUr_{ETP} ones, nevertheless without reaching them. In all the cases the RUr_{ETP} overestimates the soil water availability face to the grassland water consumption and water storage by soil (Figure 10).

In the drained corn field, the three successive periods of desiccation ((1) and (3)) and rainfall (2) provoke mechanisms which are similar to those observed in the grassland (Figure 11). Firstly, the differences are mainly due to the RUr_{ETP} and RUr_{ETM} linear profiles taken as "references" face to the RUr_W profiles. Secondly they are due to the nape levels and associated Wn profiles which are governed by the drainage. During the first desiccation period, the RUr_W profiles shift largely below the RUr_{ETM} profiles. That would indicate a gap of available water face to the corn growing. In fact the progressive shift of the RUr_W profile towards $RU = 0$ near the surface suggests the necessity of the root network to reach deeper layers. The rainfall period (2) shifts up both RUr_W and RUr_{ETM} profiles, acting to a superimposition of the two RUr_W and RUr_{ETM} profiles. Nevertheless, the second desiccation period drastically shifts the RUr_W profiles below the RUr_{ETM} ones. The consequences are final RUr_W profiles composed only by the concave part of the curve. The upper parts are shifted against the vertical $RU = 0$ axis from the surface down to 80 cm depth. That is also indicative of the requirement of root network to reach deeper layers.

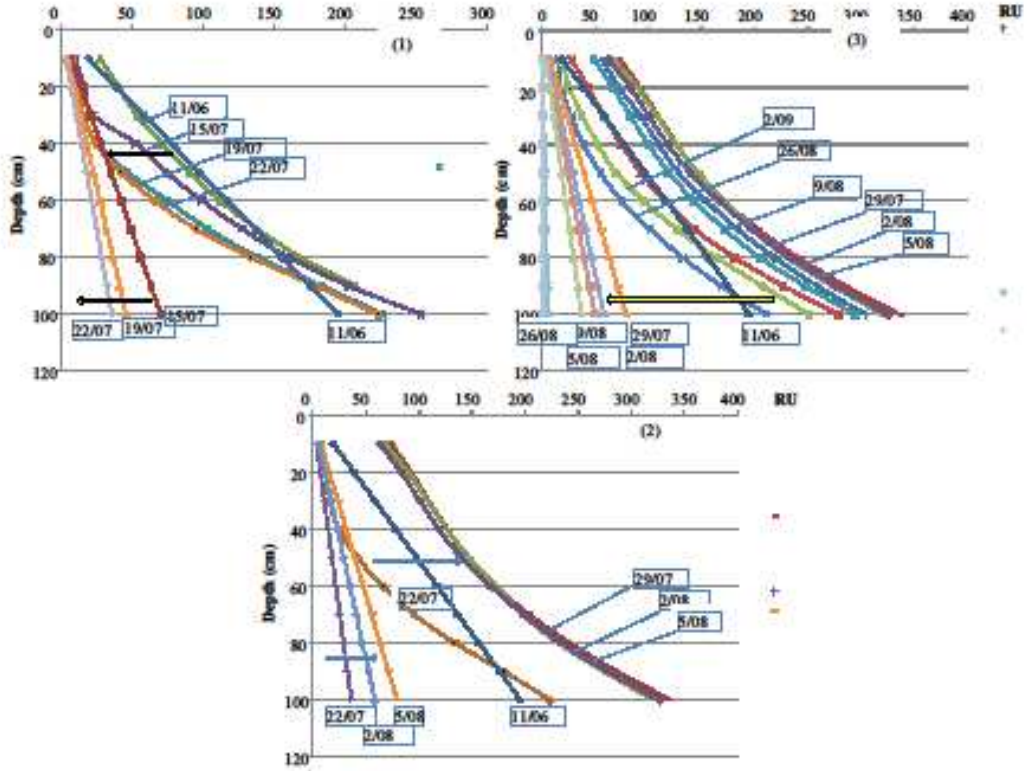


Figure 10. Comparison of the RUr_W and RUr_{ETP} profiles in the undrained L3 grassland. (1), (2) and (3) correspond to the first desiccation, second rain fall and third desiccation periods respectively. Horizontal arrows indicate the direction of evolution profile during the third periods.

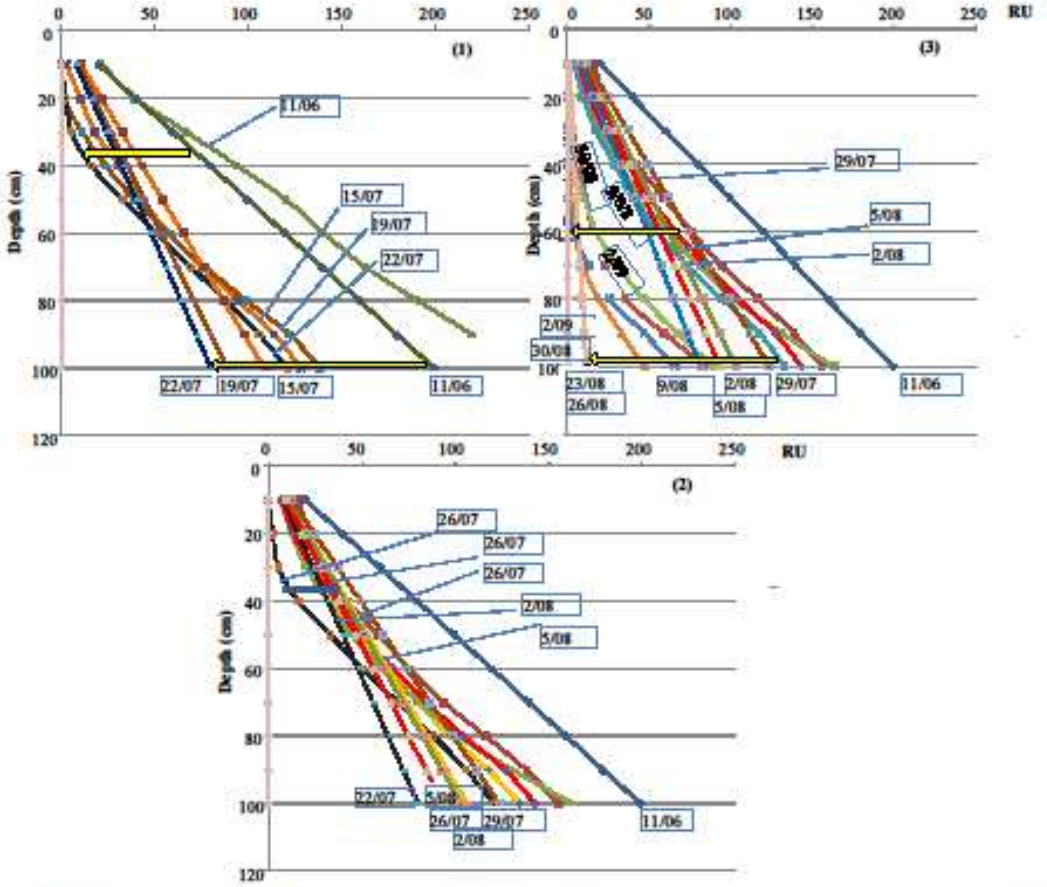


Figure 11. Comparison of the RUr_{θ} and RUr_{ETM} profiles in the A7 20 m corn field. (1), (2) and (3) correspond to the first desiccation, second rain fall and third desiccation periods respectively. Horizontal arrows indicate the direction of evolution profile during the third periods.

3.3. Tensiometric Pressure and Microstructure

The consequences of the desiccation front progression on the microstructure of the clay dominant soil are clearly shown by the evolutions of the measured tensiometric pressures at 30, 60 and 90 cm depths (Figure 12).

In the A7 20 m drained corn field, the tensiometric pressures evolve following the *Wn* gradient existing from the surface to the depth.

At 30 cm depth, the tensiometric pressures follow the desiccation—rainfall rehydration cycles:

1) first decrease of the tensiometric pressures down to −300 mbar;

2) rainfall rehydration up to −200 mbar;

3) and late desiccation period down to −350 mbar which provokes the final disconnection of the porous plug and the final period of tensiometric pressures around 0 mbar.

These great evolutions of the tensiometric pressure down to the disconnection of the porous plug operate in a very large 48% - 15% *Wn* domain: *i.e.* from the plastic to the solid domains and down to *Wn* inferior to the shrinkage limit.

At 60 cm depth, the rainfall impact is quite erased. The recorded tensiometric pressures show a progressive decrease of the values from the initial −100 mbar to −200 mbar from June to August. The rainfall impact is only limited to a stabilization of the pressures around −190 mbar during the last week of July and the two first weeks

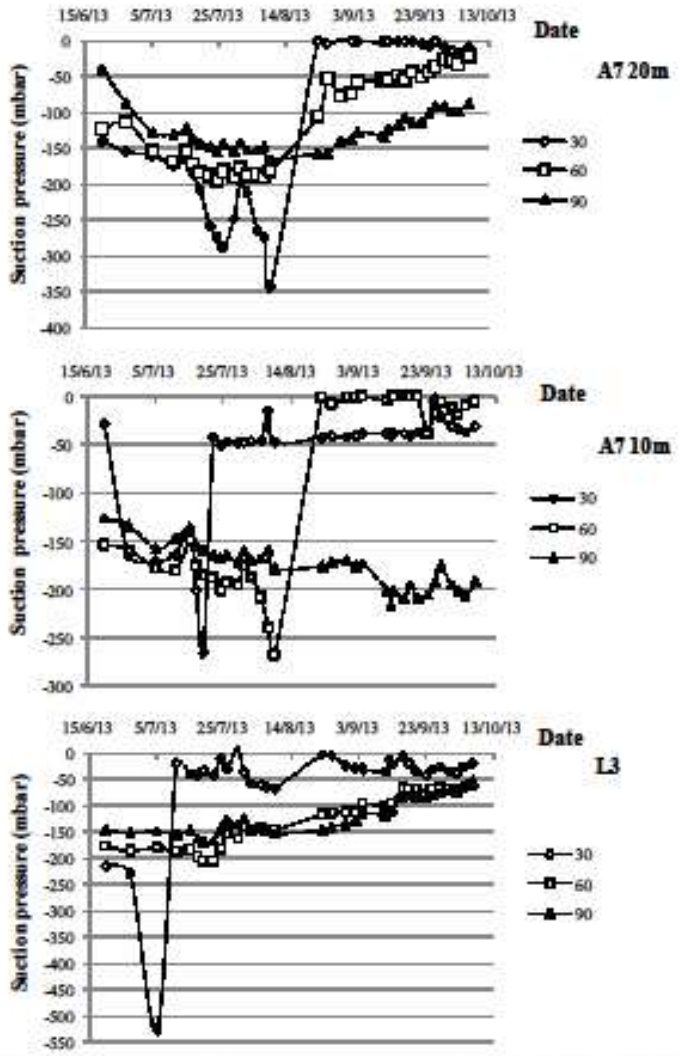


Figure 12. Evolution of the suction pressures measured at 30, 60 and 90 cm depth in the A7 20 m and A7 10 m cornfields and in the undrained L3 grassland.

of August. The minimum of −200 mbar is not sufficient to provoke a disconnection of the porous plug. The final August to October desiccation period corresponds to a progressive increase of the tensiometric pressures up to −20 mbar. This final tensiometric pressure increase may be attributed to the progressive desiccation of the soil in a 33% - 23% *Wn* domain. The microstructure reorganization of the soil is induced by the progressive shrinkage of the clay matrix which is balanced by the opening of mesopores (Figure 14).

At 90 cm depth the tensiometric pressure behavior is similar but smoothed in a −50 - 70 mbar domain. The third desiccation period provokes a weak and progressive increase of the tensiometric pressure from −170 to −100 mbar. The microstructure reorganization of the soil is limited in depth in a soil moisture domain restricted near by the plasticity limit.

Finally, from the depth to the surface, we can observed a progressive evolution of the tensiometric pressure curves from smoothed patterns to sharp and "plug disconnected" patterns near the surface. The smoothed patterns restrained in the −150 - 50 mbar tensiometric pressure domains accords with an "equivalent" restrained *Wn* domain nearby the plasticity domain. The sharp and "plug disconnected" domain is characteristic of the surface

layer largely affected by the desiccation and rainfall inlet cycles in a saturated plastic to unsaturated solid domain.

In the A7 10 m drained corn field, from the surface to the depth, the evolution of the tensiometric pressures follows a *Wn* gradient governed by the efficiency of the drainage (Figure 4): *i.e.* only two observed phases, 1) sub constant nape level from June to the beginning of July and 2) continuous nape level descending from 10 July to September. No nape level rising up was observed during the July rainfall period.

The evolution of the tensiometric pressures measured at 30 cm and 60 cm depths are clearly impacted by the descent of the desiccation front:

- at 30 cm depth, initial pressure of −150 mbar, sudden fall down to −270 mbar the 20 July, plug disconnection and late stabilized pressure from −50 to 0 mbar;
- at 60 cm depth, initial pressure of −150 mbar, sudden fall down to −270 mbar the 10 August, plug disconnection and late stabilized pressure at 0 mbar;
- at 90 cm depth progressive and continue decrease of the tensiometric pressure from −120 to −200 mbar without any plug disconnection.

The two successive plug disconnections at 30 and 60 cm are separated by three weeks. They accord to the kinetic of descent of the desiccation front and to a fragile behavior of the clayey structure. On the contrary, the progressive decrease of the tensiometric pressure at 90 cm depth accords to a progressive desiccation and associated closure of the clay matrix microporosity.

In the L3 undrained grassland, the desiccation front has a drastic impact on the 30 cm tensiometric curve. The desiccation provokes the plug disconnection the 5 July for a −520 mbar pressure. It is followed by a stabilization of the pressures in the −60 - 0 mbar domain. On the contrary the 60 and 90 cm depth tensiometric curves present weak and quite superimposed evolutions with time. The initial tensiometric pressures measured the 20 June indicate −210, −175, and −150 for 30, 60 and 90 cm depth respectively according to the *Wn* increase with depth. The evolutions of the *Wn* with time are great only in surface (70% to 25% at 10 cm depth). They accord to the low permeability of the upper "compacted" layer of clay matrix and rain storage in surface during the rainfall period. In surface, the tensiometric pressure patterns also accord to the shrinkage properties of the clay material. The shrinkage fractures responsible of the plug disconnection open in a *Wn* domain nearby the shrinkage limit of 20%. The subjacent *Wn* ranges are restrained in a 40% - 25% and 40% - 35% at 60 and 90 cm respectively. Such weak *Wn* evolutions provoke only weak increase of the tensiometric pressures associated with the weak clay matrix shrinkage.

The microstructure—tensiometric pressure relationship may be shown by the tensiometric pressure evolution face to the evolution of the *Wn* (Figure 13). The 20 m apart drains induce low kinetics of water nape descending after a rainfall. The first consequence is an enlarging of the natural *Wn* domain from 90 cm to 30 cm depth (Figure 6).

At 30 cm depth, the first decrease of the tensiometric pressure from −15 mbar down to −350 mbar follows the descending of the continue desiccation front to 15 July. After that, the descending curve is clearly impacted by the rainfalls of 15 July and 5 August which induced the back decrease of the tensiometric pressures, particularly in August (−300 mbar to −200 mbar). The tensiometric pressure evolution, clearly depending of the soil rehydration by rainfall may be associated to the swelling-shrinkage properties of the clay dominant soil. The bulk volumetric evolution of the clay matrix has consequences on the inter clay particles microporosity and equivalent pore diameters (Figure 14). The disconnection of the porous plug observed the 14 August is explained by a shrinkage fracture opening which has reached the plug: the residual tensiometric pressures are effectively closed to zero.

At 60 cm deep, the tensiometric curve is smoothed in a smaller pressure domain according to the higher *Wn* of soil. The first pressure decrease observed from June to August is limited in the −120 to 190 mbar. The rainfall impact is very weak in July. It provokes only a stabilization of the measured pressures around −190 mbar without any disconnection of the plug. The third August-to-September period provokes a drastic increase of the tensiometric pressures without reaching the plug disconnection. The tensiometric pressure decrease may be explained by the progressive opening of mesopores (Figure 14).

At 90 cm depth, the tensiometric pressure curve is more smoothed in a −40 to −160 mbar domain. The three successive steps of desiccation (1), stabilization by rain fall (2) and late progressive mesoporosity opening (3) are smoothed without any disconnection of the plug. The late mesoporosity opening due to the August - September desiccation is limited to a −90 mbar upper increasing pressure.

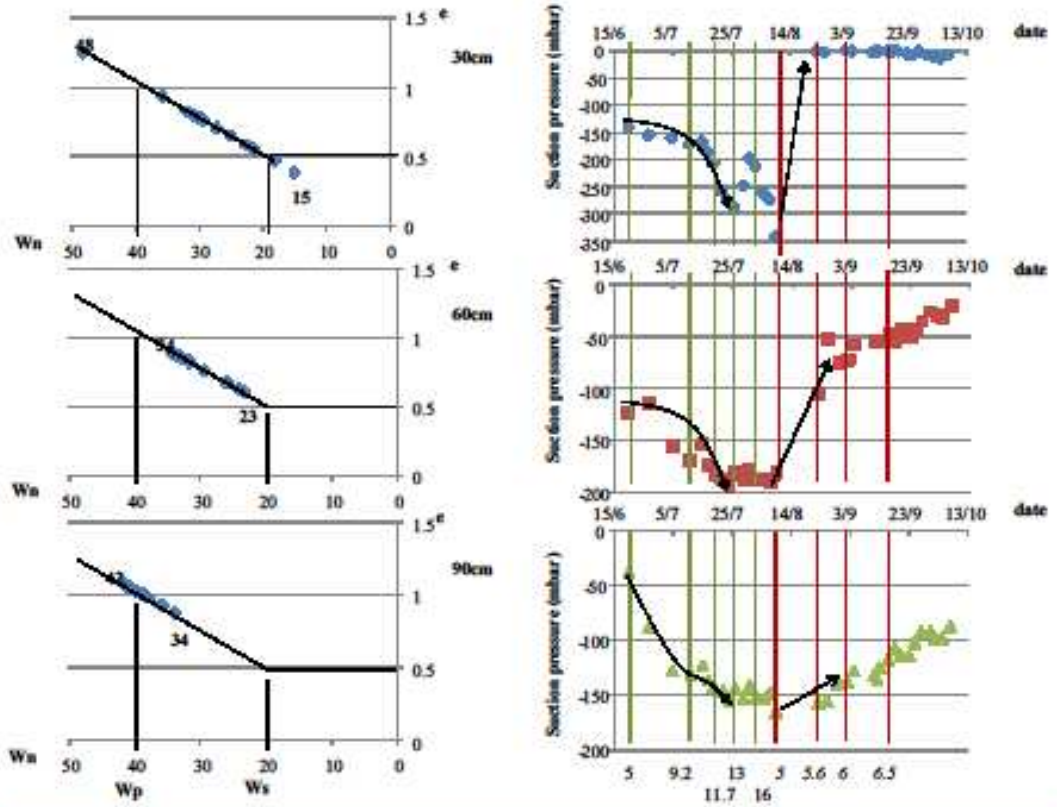


Figure 13. Schematic representation of the clay matrix microstructure evolution in the *Wn*-e diagram in parallel to the tensiometric profiles recorded in the A7 20 m corn field at 30, 60 and 90 cm depth. [5; 9.2; 11.7; 13; 16] = number of green sheets, [5; 5.6; 6; 6.5] = number of dried sheets.

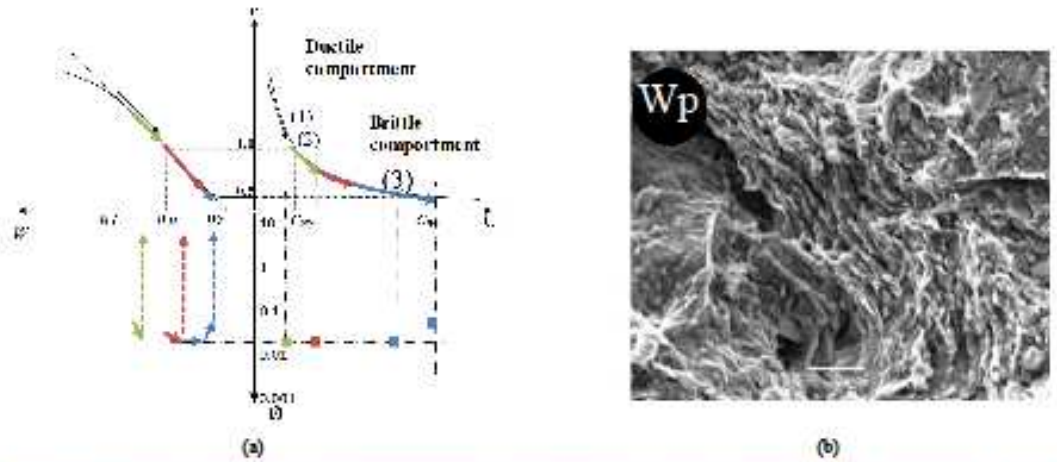


Figure 14. Schematic representation of the mesopores and fracture opening of the clay matrix for the different *Wn* associated to increasing depths. (a) Ductile-to-brittle behavior of the clayey material taking into account the *W*-*C* couple evolution and the successive steps of fracturing: (1) ductile comportment in the plastic to liquid state domain, (2) plasticity limit (*Wp*), (3) brittle comportment in the solid state [30] [31]. *W* = gravimetric water content, *e* = void ratio, *C* = shear stress, Ø = equivalent pore diameter; (b) SEM microphotography of a mesopore adjacent to the *Ws* clay matrix [19].

4. Discussion

The ETP and ETM measurements and/or calculations mainly depend of the soil surface parameters as weather and plant growing. Nevertheless, the only parameter taken into account for the plant-soil interaction is a crop coefficient (*Kc*): *i.e.* 1.00 for grassland and 0.3 to 1.15 for corn field. The question is: how to take into account the "physical" properties of soil in the plant growing mechanism and how to get ETP and/or ETM-soil structure relationship? It seems evident that the relationship may be proposed via the descending of the root network into the clayey soils.

The discussion of this work, performed on the West France coastal marshes, may be constructed: 1) on the previous knowledge of the microstructure-hydromechanical property relationship of the clay dominant soil and 2) on the *Wn* profile-water nape level couple in these territories managed by the drainage.

The soil structure-hydromechanical property relationship of theses clay dominant media were progressively proposed by Bernard (2006) and Gallier (2011) and others [25] [31]. They were simplified on a *W-e-C-K* crossed diagram with *W* the gravimetric water content, *e* the void ratio, *C* the shear stress and *K* the hydraulic conductivity of the clay matrix (Figure 15). The shrinkage curve-shear stress relationship was established as equations of Perdock type or power law [25] [27] [30] [31].

The *W-e-C-K* crossed diagram clearly shows the shift from the liquid-to-plastic state and to the solid state behavior for microstructure characterized by *Wn* decreasing from *Wl-Wp* domain to the *Wp-Wr* domain respectively. The shift from the plastic to solid state would impact on the root growing by physical reactions at the root soil interfaces:

- facilities to expend and to "pump" water in highly porous, permeable and deformable plastic matrix;
- difficulties to get water from media characterized 1) by hydraulic conductivities decreasing down to 10^{-10} - 10^{-12} m/s and 2) by a drastic increase of mechanical resistances fighting against the volume root extension [36] [38].

The calculation of the *RUi* available water capacity is based on the differences between the *Wfc* (equivalent or nearby *Wp*) and the *Wwp* (equivalent to *Ws*). In these conditions, the theoretical *RUi* profile is a vertical and linear representation of an available water capacity face to the plastic limit *Wp* of the clay dominant medium. Thus the calculation of the RUr_W profiles, based on the real *Wn* profiles, may be considered, not only as a water quantity indicator, but also as an indicator of the clay dominant soil evolution towards its plastic state (right of the *RUi* line) or towards its solid state (left of the *RUi* line; Figure 16).

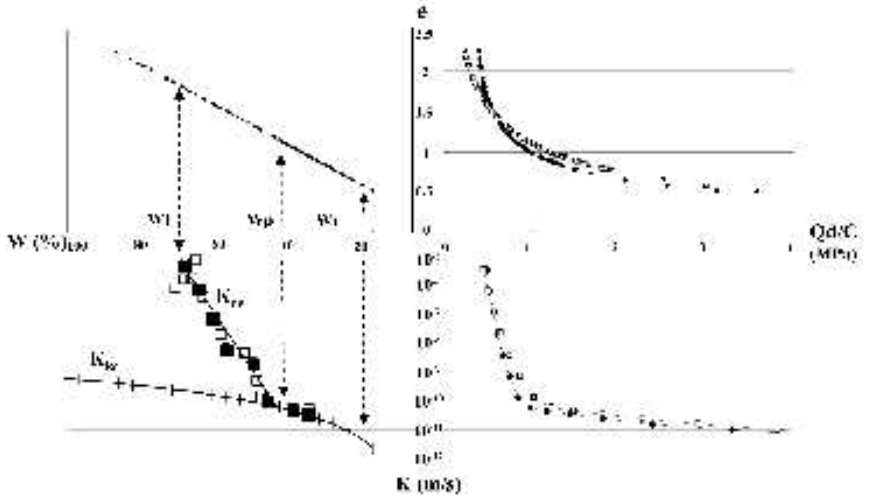


Figure 15. Schematic *W-e-C-K* crossed diagram representation of the hydromechanical behavior of the clay matrix face to its shrinkage curve (from Gallier *et al.*, [30] [31]). *Khc* = kozeny Carman hydraulic conductivity, *Koe* = hydraulic conductivity obtained by oedometer tests, *C* = shear stress, *W* = gravimetric water content, *e* = void ratio.

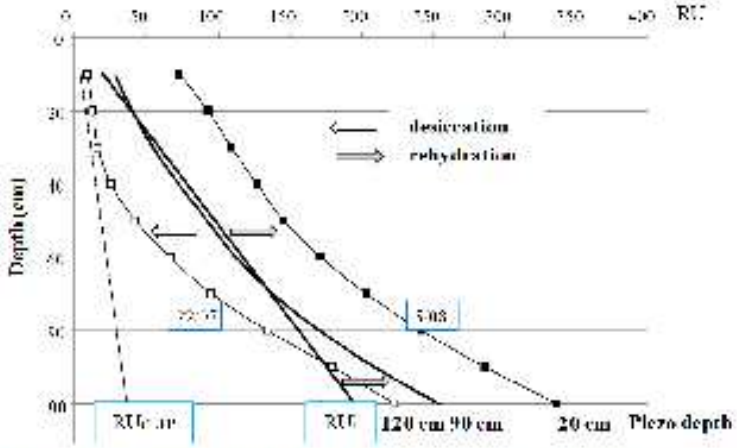


Figure 16. Example of shifts of the RUr_W profiles from each side of the RUi profile in the L3 grassland. Desiccation profile at 22 July shifts the RUr_{ETP} towards the solid state domain, the August rainfall period shifts the RUr_{ETP} towards the plastic state domain, RUr_{ETP} = profile of RUr_{ETP} at 22 July. Horizontal arrows indicate the shifts towards the solid or plastic states. Piezo depth = nape level.

In the grassland, according to the Wn profiles measured in theses marsh territories, and in spite of the high desiccation of July, the basis of the RUr_W profiles are always in plastic domain of the clay matrix. The desiccation periods shift the RUr_W profiles towards the solid state domain. Even if the RUr_W profiles are drastically affected by the desiccation phenomenon near the surface, the RUr_W profiles are always located between the RUr_{ETP} and RUi lines. It signifies that the crop coefficient $Kc = 1$ is realistic for the grassland, at least for root networks limited to about 50 cm depth. The progressive transition of the RUr_W profiles from the subsurface layer to the residual plastic domain in depth corresponds to the transition between the water nape and dried surface layer: *i.e.*; domain of water capillarity ascent.

In the corn field, the three successive periods, desiccation (1), rainfall (2) and late desiccation (3) are clearly distinct (Figure 17). The successive desiccation trends imply the shift of the RUr_{ETM} profiles towards the vertical axe ($RU = 0$). The mechanism is associated to a progressive descend of the nape level from 40 cm to 100 and 120 cm depth. The upper concave part of the RUr_W curve progressively descends along the vertical 0 axis indicating states near the wilting point (near 0). That indicates the necessity for roots to progress in depth beyond this minimum residual available water. The rainfall provokes a rising of the nape level to 60 cm depth and an increase of the RUr_W without exceeding the RU_{ETM} profile.

During the desiccation periods the RUr_W profiles shift progressively towards the $RU = 0$ axis, below the theoretical RUr_{ETM}. In spite of the weak Kc values considered at the beginning of corn growing, that is significant of an overestimation of the available water capacity at least in surface.

These measurements or calculations are limited to a characterization of the bulk behavior of the soil. In fact the clay particle rearrangements caused by the desiccation-rehydration cycles operate at the microstructure scale even if the consequences are observed at the macroscopic one. The state way of a clay matrix affected by a desiccation strain or by a mechanical strain (in drained domain) are superimposed on the shrinkage curve of the material [38] [39]. The clay particle rearrangements (face to face) are also increase along the root-clay matrix interface because of pressure applied by the growing root on the surrounding matrix. The clay particle rearrangements at these microsites scale works also to the decrease of hydraulic conductivity and increase of the mechanical resistance of the matrix. They also increase the necessity for roots to descent in more plastic state layers in depth.

5. Conclusions

The comparison, between the available water capacity profiles, calculated from the ETP (RUr_{ETP}) or ETM (RUr_{ETM}), and the real available water capacity profiles (RUr_W), calculated using the moisture profiles of soils,

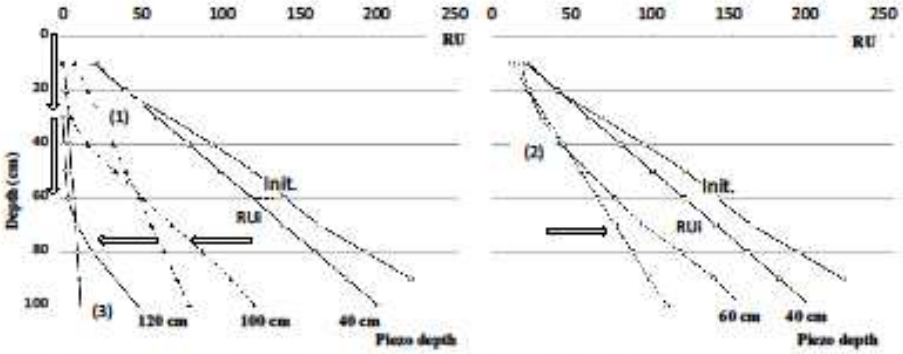


Figure 17. Example of shift of the RUr_w profiles in the A7 20 m corn field. The desiccation periods (example of 22 July and after rainfall at 5 August) shift the RUr_w to the $RU = 0$ vertical axis (solid state domain) on the top of the profiles. The rainfall period shifts the RUr_w curve in the plastic state domain, on the right of the $RU\tilde{i}$ line. Horizontal arrows = shift direction of the RUr_w profiles, vertical arrows schematic representation of the descending of the root network.

allows a quantitative description of the desiccation front progression facing to the theoretical hydric potentials of the soils.

The method is applied to marshland territories which are characterized 1) by the clay-dominant nature of soils and 2) by their single moisture profiles inherited from their hydraulic management. The clay dominant nature induces soil structure behavior particularly sensitive to the desiccation and hydration cycles. The clay particle rearrangements caused by the desiccation directly impact the hydromechanical properties of the clay matrix: *i.e.*; mechanical resistance in reaction to the root growing and drastic decrease of the hydraulic conductivity facing to the water-root transfers.

The water content profiles characterized by the increase of the water contents from the surface to the depth are governed by 1) the nape level induced by the hydraulic management (drainage) and 2) the advance of the desiccation front. The shift of the real-time calculated RUr_w profiles from the "theoretical" RUr_{ETM} or RUr_{ETP} ones clearly shows the decrease of residual available water provoked by the advance of the desiccation front and, consequently, the kinetics of water consumption by plants. Following the rain period it also shows the kinetic of soil rehydration.

Thanks to the soil microstructure-hydromechanical property relationship, the comparison with the initial available water capacity (RUI) allows a description and an explanation of the mechanisms which take into account the plastic to solid state behavior of the clay matrix. Firstly, the microstructure-hydromechanical relationship governs the root network progression. Secondly, the evolution of soil from its plastic to brittle state governs the shrinkage fracture network progression. This complementarity, between the microstructure of the clay matrix and the eventual meso- to macro-porosity opening, impacts the tensiometric pressure recordings at different depths.

The calculations show the realistic value of ETP for the grassland growing in the studied marshes. On the contrary the crop coefficients (Kc) used for the ETM calculation overestimate the available water capacity of the soil for the corn fields. The overestimation, observed at least in the upper layers, is offset by the stock of water in lower layers. This stock of water allows the good crop yields. The behavior of the RUr_w profiles points to the necessity for the root network to descent in depth for insuring the corn water consumption. Nevertheless, even the drainage management, the crop yield would be rapidly limited by the salt nature of water in depth.

Finally, this simple method of comparison between the RUr_w profiles and "theoretical" RUr_{ETP} or RUr_{ETM} profiles is well appropriated to evaluate the soil potential facing to crop fields. It also allows the verification of the crop coefficient realism.

Acknowledgements

The authors thank the Regional Council of Poitou-Charentes for the funding for this work during the 2011 to 2014 years via the research project THT Geomat.

References

[1] Blaney, H.F. and Criddle, W.D. (1964) Determining Water Requirements for Settling Water Disputes. *Natural Resources Journal*, **4**, 29-41.

[2] Holdridge, L.R. (1962) The Determination of Atmospheric Water Movements. *Ecology*, **43**, 1-9. http://dx.doi.org/10.2307/1932033.

[3] Thornthwaite, C.W. and Matter, J.R. (1957) Instructions and Tables for Computing Potential Evaporation and the Water Balance. *Climatology*, **10**, 311.

[4] Garcia, J. and Lopez, J. (1970) Formula para el calculo de la évapotranspiratcion potencial adaptada al Tropico. *Agronomia Tropical*, **20**, 335-345.

[5] Garnier, B.J. (1946) The Climates of New Zealand: According to Thornthwaite's Classification. *Annals of the Association of American Geographers*, **36**, 151-177.

[6] Turc, L. (1954) Le bilan d'eau des sols: Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques*, **5**, 491-595; **6**, 5-131.

[7] Penman, H.L. (1954) Evaporation over Parts of Europe. *Proceedings of the General Assembly of Rome*, **3**, 168-176.

[8] Monteith, J.L. (1965) Evaporation and Environment. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, **19**, 205-234.

[9] Bouchet, R.J. (1961) Signification et portée agronomique de l'évapotranspiration potentielle. *Annales Agronomiques*, **12**, 51-63.

[10] Maftei, C., Gherghina, C., Gelmambet, S. and Buta, C. (2007) ETREF un logiciel qui calcule l'évapotranspiration de Reference. Annals of the Oradea University. *Fascicle of Management and Technological Engineering*, **6**.

[11] Guyot, G. (1999) Climatologie de l'environnement—Cours et exercices corrigés. Dunod, Paris, 525.

[12] Katerji, N. and Perrier, A. (1983) Modélisation de l'évapotranspiration réelle ETR d'une parcelle de luzerne: Rôle d'un coefficient cultural. *Agronomie*, **3**, 513-521. http://dx.doi.org/10.1051/agro:19830603

[13] Badji, M., Feyen, J. and Basstanie, L. (1982) Effet du déficit en eau du sol sur l'évapotranspiration et la production de féveroles: Une évaluation de modèles. *Agronomie*, **2**, 213-218.

[14] Oudin, L. (2004) Recherche d'un modèle d'évapotranspiration Potentielle pertinent comme entrée d'un Modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat à l'ENGREF.

[15] Pepin, S. and Bourgeois, G. (2012) Outils agro-météorologiques pour la planification de l'irrigation des cultures. Colloque en Agroclimatologie CRAAQ-2012.

[16] Calvet, R. (2003) Le sol: Propriétés et fonctions. Tome 2 Phénomènes physiques et chimiques: Applications agronomiques et environnementales. France Agricole Editions, 511.

[17] Boisvert, J. and Dyer, J.A. (1987) Le coefficient de sol dans les modèles empiriques de bilan hydrique. *Canadian Agricultural Engineering*, **29**, 7-14.

[18] Lecarpentier, C. (1975) L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques. *Annales de Géographie*, **84**, 385-414. http://www.persee.fr/web/revues/home/prescript/article/geo_0003-4010_1975_num_84_464_18972

[19] Radimy, R.T., Dudoignon, P., Hillaireau, J.M. and Deboute, E. (2013) Polder Effects on Sediment-to-Soil Conversion: Water Table, Residual Available Water Capacity and Salt Stress Interdependence. *The Scientific World Journal*, **2013**, 451710. http://dx.doi.org/10.1155/2013/451710.

[20] Tournade, F. and Bouzillé, J.B. (1991) Relations entre sol et végétation dans les prairies naturelles humides du Marais Poitevin. Mise en évidence d'un modèle d'organisation. *Science du Sol*, **29**, 339-357.

[21] Tournade, F. and Bouzillé, J.B. (1995) Déterminisme pédologique de la diversité végétale d'écosystèmes prairiaux du Marais poitevin: Application à la définition d'une gestion agri-environnementale. *Etude et Gestion des Sols*, **2**, 57-72.

[22] Pons, Y. and Gerbaud, A. (2005) Classification agronomique des sols de marais à partir de la relation entre sodicité et stabilité structural. Application au cas des marais de l'ouest. *Etude et Gestion des Sols*, **12**, 229-244.

[23] Pons, Y., Capillon, A. and Cheverry, C. (2000) Water Movement and Stability of Profiles in Drained, Clayey and Swelling Soils: At Saturation, the Structural Stability Determines the Profile Porosity. *European Journal of Agronomy*, **12**, 269-279. http://dx.doi.org/10.1016/S1161-0301(00)00053-8

[24] Joulie, L, Perichon, C. and Pons, Y. (1996) Une typologie d'exploitations spatialisées: Outil de diagnostic régional de l'agriculture. *Economie Rurale*, **236**, 16-27.

[25] Bernard, M. (2006) Etude des comportements des sols de marais: Evolution Minéralogique, Structurale et Hydromécanique. (Marais de Rochefort et Marais Poitevin) Thèse de doctorat, Université e Poitiers, Poitiers, 309.

[26] Bernard, M., Dudoignon, P., Pons, Y., Chevallier, C. and Boulay, L. (2007) Structural Characteristics of Clay-Dominant Soils of a Marsh and Paleosol in a Crossed Diagram. *European Journal of Soil Science*, **58**, 1115-1126.

http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2389.2007.00888.x

[27] Bernard-Ubertosi, M., Dudoignon, P. and Pons, Y. (2009) Characterization of Structural Profiles in Clay-Rich Marsh Soils by Cone Resistance and Resistivity Measurement. *Soil Science Society of America Journal*, **73**, 46-54. http://dx.doi.org/10.2136/sssaj2007.0347

[28] Dudoignon, P., Causseque, S., Bernard, M., Hallaire, V. and Pons, Y. (2007) Vertical Porosity Profile of a Clay-Rich Marsh Soil. *Catena*, **70**, 480-492.http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2006.12.002

[29] Dudoignon, P., Bernard-Ubertosi, M. and Hillaireau, J.M. (2009) Grasslands and Coastal Marshes Management: Role of Soil Structure. In: Schröder, H.G., Ed., *Grasslands, Ecology, Management and Restore*, Nova Science Publishers, New York.

[30] Gallier, J. (2011) Caractérisation des processus d'évolution structurale et de salinité des sols de marais côtiers par mesures mécaniques et géo-électriques *in situ*. Thèse de doctorat, Université de Poitiers, Poitiers, 218.

[31] Gallier, J., Dudoignon, P. and Hillaireau, J.M. (2012) Microstructure—Hydromechanical Property Relationship in Clay Dominant Soils. In: Aydinalp, C., Ed., *An Introduction to the Study of Mineralogy*, INTECH Open Access Publisher, 51-72.

[32] Chevallier, C. and Masson, D. (1988) Agriculture, conchyliculture et circulation des eaux de surface en Charente Maritime. *Aqua Revue*, **21**, 27-33.

[33] Mathé, V. (2003) Signaux magnétiques dans les sols: Potentiel de la caractérisation de la texture d'un sol par les anomalies métriques et inframétriques. Prospection dans la zone humide des marais de l'Ouest de la France. Thèse Doctorat, Université de La Rochelle, La Rochelle, 163.

[34] Righi, D., Velde, B. and Meunier, A. (1995) Clay Stability in Clay-Dominant Soil Systems. *Clay Minerals*, **30**, 45-54. http://dx.doi.org/10.1180/claymin.1995.030.1.05

[35] Giraud, F., Lachassagne, P., Ladouche, B., Weng, P., Pinault, J.L. and Chevalier, C. (2000) Etude hydrologique et hydrogéologique du marais Rochefortais (Charente-Maritime), BRGM/RP-50247-FR.

[36] Weng, P., Giraud, F., Flaury, P. and Chevallier, C. (2003) Characterising and Modelling Groundwater Discharge in an Agricultural Wetland on the French Atlantic Coast. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**, 33-42. http://dx.doi.org/10.5194/hess-7-33-2003

[37] Montoroi, J.P. (1997) Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux du sol—Application à un sol sulfaté acide salé de Bassa-Casamance (Sénégal). *Etude et Gestion des Sols*, **4**, 279-298.

[38] Dudoignon, P., Gelard, D. and Sammartino, S. (2004) Cam-Clay and Hydraulic Conductivity Diagram Relations in Consolidated and Sheared Clay-Matrices. *Clay Minerals*, **39**, 269-279. http://dx.doi.org/10.1180/0009855043930134

[39] Biarez, J., Fleureau, J.M., Zerhounil, M.I. and Soepandji, B.S. (1987) Variation de volume des sols argileux lors de cycles de drainage-humidification. *Revue Française de Géotechnique*, **41**, 63-71.

ANNEXE 6: Publication 2013

Hindawi Publishing Corporation
The Scientific World Journal
Volume 2013, Article ID 451710, 20 pages
http://dx.doi.org/10.1155/2013/451710

Research Article

Polder Effects on Sediment-to-Soil Conversion: Water Table, Residual Available Water Capacity, and Salt Stress Interdependence

Raymond Tojo Radimy,[1] Patrick Dudoignon,[1] Jean Michel Hillaireau,[2] and Elise Deboute[1]

[1] *IC2MP-HydrASA Laboratory UMR 7285, ENSIP, 40 Avenue du Recteur Pineau, 86022 Poitiers, France*
[2] *INRA Domaine Expérimental Saint Laurent-de-la-Prée, 17450 Saint Laurent-de-la-Prée, France*

Correspondence should be addressed to Patrick Dudoignon; patrick.dudoignon@univ-poitiers.fr

Received 10 May 2013; Accepted 19 June 2013

Academic Editors: J. Bai, H. Cao, and B. Cui

Copyright © 2013 Raymond Tojo Radimy et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

The French Atlantic marshlands, reclaimed since the Middle Age, have been successively used for extensive grazing and more recently for cereal cultivation from 1970. The soils have acquired specific properties which have been induced by the successive reclaiming and drainage works and by the response of the clay dominant primary sediments, that is, structure, moisture, and salinity profiles. Based on the whole survey of the Marais Poitevin and Marais de Rochefort and in order to explain the mechanisms of marsh soil behavior, the work focuses on two typical spots: an undrained grassland since at least 1964 and a drained cereal cultivated field. The structure-hydromechanical profiles relationships have been established thanks to the clay matrix shrinkage curve. They are confronted to the hydraulic functioning including the fresh-to-salt water transfers and to the recording of tensiometer profiles. The $CE_{1/5}$ profiles supply the water geochemical and geophysical data by their better accuracy. Associated to the available water capacity calculation they allow the representation of the parallel evolution of the residual available water capacity profiles and salinity profiles according to the plant growing and rooting from the mesophile systems of grassland to the hygrophile systems of drained fields.

1. Introduction

The degradation and restoration of wetlands are consequences and/or objectives of the successive human activities which are, or which have been, governed by the society needs. The coastal marshes have often been the result of land reclaiming from the sea by successive polders. The initial attempt was to earn new areas, generally fit for farming from primary muddy sediments. The main consequences due to the polder mechanisms are to provoke the "primary" muddy sediment-to-soil evolution by desiccation, consolidation, and maturation of the clay-rich material. The final objective was the development of "dry" territories. The mechanism is generally associated to the descending of the water table levels. In case of too slow desiccation rates, the phenomenon has been emphasized by drainage. On the hydraulically point of view, the need of restoration is the consequence of the too large extension of the "dry marshes" in place of the "wet marshes" which constitute the residual and "primitive" domains of the flora and wildlife. In these conditions the control of the water table levels can be a cause of fighting due to the different objectives and economical or ecological interests.

One of the objectives prevailing during the years 1970–1980 was the conversion of the grazing system to the cereal cultivation system. Unfortunately the too high water table levels limit the rooting depth for cereals. Consequently, the drainage was systematically developed during these years [1]. Besides, a consequence of the cereal system development was the impact of the fertilizers and phytosanitaries on the coastal oyster and mussel cultures [2]. Thus the cultivation system approach has to consider the exploitation-environment relationship since the 1970s [3]. In fact, the functioning of the coastal marsh soils is mainly based on their salinity and

sodicity evolutions. These two factors depend on the water table levels which are governed by the successive polders since the Middle Ages and more recently by the drainage. However, the drainage efficiency may be limited because of the soil structural stability and low permeability in such clay dominant soils [1, 4–6]. Due to this problem, successive typologies of soil exploitation with and without drainage were proposed for these territories: that is, stable, intermediate, and unstable "dry marshes" [7]. Finally, Pons and Gerbaud propose in 2005 [6] a soil classification based on the salinity, sodicity, and a dispersion index measurement derived from the Emerson method [6, 8].

Eventually, the two main problems induced by the land reclamation on sea wetlands are the drastic structure evolution of the clay dominant sediments due to the desiccation and shrinkage phenomena and the induced soil salinity and sodicity evolutions. The consequences are the superimposition of the water and salt stresses due to the plant growing. The present paper is based on works made on the French Atlantic coast wetlands many years ago [9–15]. The successive works focused on the relationships which can exist between the microstructure evolution of clay matrices and the macroscopic properties of the clay dominant soils. The coastal territories were chosen thanks to their textural and mineralogical homogeneity of soils and sediments and thanks to the large water content domain available along each vertical profile. The primary investigations were driven in order to ensure the homogeneity of the shallow sedimentary formations throughout the marshlands of the Marais Poitevin and Marais de Rochefort. Secondly, the investigations were concentrated on the INRA experimental site of St Laurent de la Prée for all the calibrations of soil structure-hydromechanical properties relationships [13, 15] (Figures 1 and 2). Thirdly the goal was to understand the role of the soil structure evolution on the plant growing and crop yield. The work is based on the study of the soil profiles developed on drained cereal systems and on undrained grasslands. It focuses on the explanation of the soil behavior mechanisms due to the desiccation and flora-soil interaction phenomena and thanks to the fluviomarine origin of the sediments, on the water to salt stress behavior.

2. Material and Methods

2.1. Material and Geological Setting. The results presented in this work were obtained from the wetlands located along the Atlantic coast of France. Two areas were studied: the "Marais Poitevin" and the "Marais de Rochefort." In the two wetlands, the soils are formed on clay dominant sediments named "bri" which result from the silting of an erosion basin in Jurassic limestones during the Flandrian transgression. The ages of the sediments range from 8,000 years to nowadays. In the "Marais Poitevin," they were deposited directly on granitic rocks on the north part of the basin (Vendée department) and on Jurassic limestones in the south part of the basin (Deux Sèvres and Charente Maritime departments). In the "Marais de Rochefort" they were deposited on the Jurassic limestones. The sediments have fluviomarine origin and were deposited up to +3 m asl which was the maximum level reached by the sea during this period. The origin of the sediments allows the distinction between the marine bri, deposited by sea water, and the continental bri stemming from the peripheral hills. The continental sediments (continental bri) are enriched in organic matter and frequently include peat layers.

The marshes have emerged and dried since at least the Xth century following the sea regression. The polder works started during the XIth century and were the most effective during the XVIIth century. The polder reclaiming was led in order to isolate the marshlands from the sea water inlet along the Atlantic coast and from the continental fresh water inlet along the peripheral hills. Finally the basin was divided into three characteristic territories:

(i) the "mizottes" which are salt territories lining the Atlantic coast and which are recovered by the sea during high tide,

(ii) the "dry marsh" constituted by the oldest polders which are isolated from the "mizottes" and from the continental water inlet by series of embankments,

(iii) the "wet marsh" located along the periphery of the basin whose role is the storage of rain and fresh water flowing from the peripheral hills.

The climate is coastal-oceanic with a mean annual rainfall of 780 mm distributed throughout two marked seasons: 52% of the rainfall occurs between October and January. The mean June–August temperature and potential evapotranspiration (ETP) from 1971 to 2001 were 16.3°C and 321 mm, respectively [16].

The studies particularly focused on the soils formed on bri in the "dry" and "wet" marshes, excluding the continental organic bri and peat-rich formations. In these "dry" and "wet" marshes the bri shows quite homogeneous mineralogy and texture [9, 14]:

(i) clay to silty clay texture with 85 to 95% of particles lower than 20 μm and 40 to 60% of particles lower than 2 μm,

(ii) small organic matter content, 0.4 to 2.4 weight %,

(iii) dominant illite, plus kaolinite and illite/smectite mixed layers, and small amount of pure smectite assemblages,

(iv) the measured CEC accord to the illite domain (20–30 meq/100 g),

(v) the shrinkage, plasticity, and liquidity limits are 20%, 40%, and 70% in gravimetric water content, respectively.

In the 0-to-20 cm soil surface and in the recognized paleosoils the infra 2 μm fraction decreases from the 40–60% of the primary sediment to 5–23%. In parallel the illite/smectite mixed layer assemblages present a weak increase of the smectitic layers % in depth [9, 17]. This increase of smectitic layer % was identified by X-ray diffraction only on the 0.2 μm fraction. Similar mineralogical evolution was identified according to the ages of soils sampled in the successive

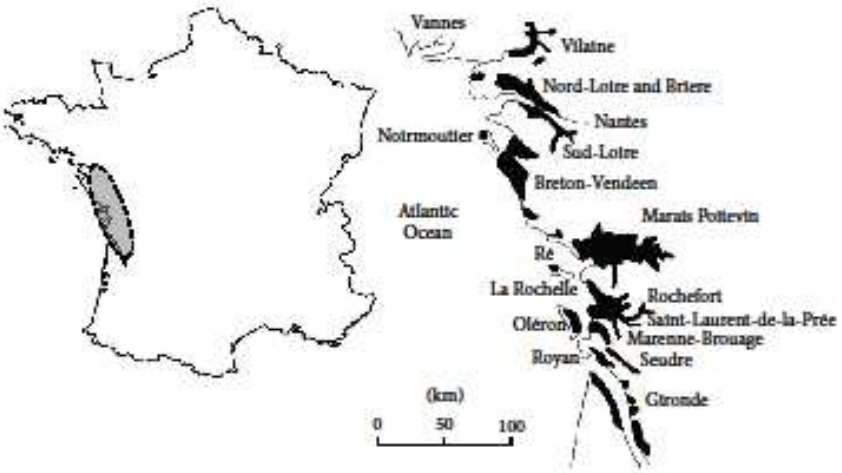


FIGURE 1: Location of the "Marais de Rochefort" and Marais Poitevin on the West Atlantic coast of France. The INRA experimental site of St Laurent de la Prée is located in the "Marais de Rochefort."

polders [18]. The phenomenon was attributed to a smectite-to-illite conversion associated to the time of soil maturation.

The general structure of the soils and/or sediment-to-soil evolution was shown by Bernard [9], Bernard et al. [10], and Dudoignon et al. [12]. The authors demonstrated the role of the shrinkage, plasticity, and liquidity limits (W_s, W_p, and W_l, resp.) on the soil structure behavior. In fact the gravimetric water content (W) profiles exhibit a progressive W increase from the surface to the depth. They can be divided in two superimposed "layers" (Figure 2):

(i) a W_s-W_p surface layer developed down to a level equivalent to W_p. The W profiles evolve according to the climatic changes and associated wetting-desiccation cycles of surface. The W_p level remains quite invariant through the seasons,

(ii) a W_p-W_l subjacent layer virtually insensitive to the seasonal effects and surface desiccation.

This vertical superimposition operates hydraulically as two superimposed media isolated by the W_p layer. The surface layer is a double hydraulic conductivity medium: that is, small permeability of the clay matrix constituting the inner part of prisms and peds (micro-to-centimeter scale) and large permeability of the shrinkage fracture network (macroscopic scale). The subjacent layer is characterized by only the small permeability of the clay matrix which is governed by the microstructure and the particle arrangements in the W_p-W_l saturated domain: about 10^{-8} m·s^{-1} in W_l state down to 10^{-10} m·s^{-1} in the W_p state. The W_p layer works as an impermeable line preventing all water transfers from the surface layer down to the subjacent one. The first consequent question is as follows: is the two-layer structure responsible of two superimposed water tables: a surface and free water table fed by the rainwater and a subjacent captive water table resulting from the initial capture of seawater during the sedimentation? In these conditions the water table level

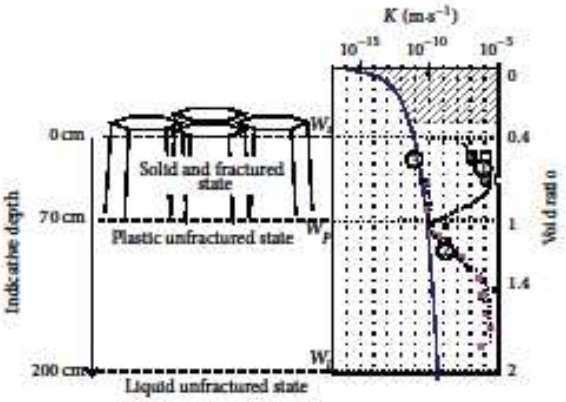


FIGURE 2: Parallel representation of the vertical evolution of the soil structure and hydraulic conductivity. In the W_s-W_p surface layer the clay dominant soil evolves in its solid state. In the W_p-W_l subjacent layer the clay matrix evolves in plastic-to-liquid states. The hydraulic conductivity has been "*in situ*" measured by infiltrometry in the fractured surface layer (large squares), via oedometer compressibility tests on saturated and consolidated clay material (small squares), and calculated taking into account the clay matrix microstructure parameters (continuous line; [18]). The dashed domain does not exist "*in situ*" (from Gallier et al. [15]).

descending should involve the descending of the "impermeable" W_p level and the thickness of the surface layer due to eventual leaching by the rain water. The second question is as follows: can there be a vertical fresh-to-sea water exchange from the surface to the subjacent layer? In such conditions the plant growing and the pedodiversity would be mainly governed by the water table level via the eventual addition of a salt stress on the water stress.

The geological structure of the Marais Poitevin basin was studied by geoelectrical prospecting. The resistivity sections

were recorded on twenty areas distributed over the whole basin, from the thin peripheral bri deposits of the "wet" marshes to the inner areas of the "dry" marshes where the bri deposits can reach 30 meter thick. The resistivity sections were obtained using a Syscal R1+ resistivimeter interfaced with a 48 electrodes switch. From the loading to the inverse calculation of the apparent resistivity sections the ELECTRE II, PROSYS, and RES2DINV software were used, respectively. The length of the device around 240 m allows investigations down to 30 meter depth. In these conditions the resistivity sections propose good images of the geological structure with (1) the bri/limestone interface and (2) the typical vertical structure of the bri which can be observed on the whole territory. From the surface down to the limestone contact the bri is characterized by a progressive evolution of its resistivity according to the W_p-to-W_i structure evolution and by the consolidation in depth (Figure 3). On the contrary, such long devices miss the subsurface layers (0-to-1 m depth). The resistivity sections show also a horizontally evolution of the bri resistivity from the limestone contact to the "dry" marsh. For equivalent structures the bri is characterized by higher values of resistivity along the limestone contact. It is characteristic of lower water salinities along the peripheral limestone which are indicative of the peripheral fresh water inlet through the bri in W_l "liquid" state.

The 0-to-2 m depth layer was prospected by coupling the resistivity measurement using a salinometer and auger drill holes. The method allowed the measurement of real resistivity associated to measured depth and the calibration of the Archie's law for the clay dominant material constituting the bri [11]:

$$\rho s = 1.01 \rho f \phi^{-2.73} \mathrm{Sat}^{-2}, \quad (1)$$

with ρs is the soil resistivity, 1.01 the formation factor a, ρf the water resistivity directly dependent of its salinity, ϕ the porosity, −2.73 the cementation factor m, Sat the saturation index, and −2 the n factor characteristic of the medium.

In order to take into account the clay mineral surface conductivity, the soil resistivity was calculated following the Waxmann and Smits equation [19]. The calculations made with an average 25 meq/100 g CEC and fluid conductivities measured on water sampled in piezometers (2 S·m^{-1} and 4 S·m^{-1} in corn field and grassland, resp.) give results equivalent to the resistivities calculated following the simple Archie's law [15]. In these salt media of coast marshes, the high fluid conductivities minimize the clay mineral surface effect.

After a large investigation through the Marais Poitevin territories the study focused on the INRA experimental site of the Saint Laurent-de-la-Prée in the Marais de Rochefort. The main objective is to quantify the role of the water table level variations and rain water-salt water transfer on the plant growing and yields. The studied plots have been distributed on undrained grasslands (since at least 1962) and drained cultivated parcels. The cultivated parcels are lean against the surrounding limestone hill which is the main source of fresh water inlet in the clay-dominant bri system (Figure 4).

The study of the soil structure-hydromechanical property relationships was performed by coupling the water profiles with cone resistance and shear stress profiles [14, 15]. Finally authors used the shrinkage curve of the clay dominant soil to represent the results in successive crossed diagrams [9–15].

2.2. Methods. The subsurface soil structure is governed by the desiccation/shrinkage and rehydration/swelling cycles which operate during the seasons. The shrinkage is a 3D mechanism which induces the clay matrix compaction and the opening of a fracture network according to the descending of the desiccation front (Figures 2 and 3). The role of the W_p level was demonstrated by Bernard [9] from the study of the soil structure profiles. The author observed the stop of the shrinkage fractures at the W_p depth and measured the very small hydraulic conductivity of the clay matrix by the oedometer compressibility test.

Two types of *in situ* investigations focused on the eventual water table superimposition and salt-to-fresh geochemical nature of the underground water. The first investigation method was the geoelectrical prospecting. Based on the Archie's law, the apparent soil resistivity gives indications on the salinity of water. The second investigation consists in drilling couple of piezometers in each spot. Each couple of piezometer includes one short piezometer drilled down to 1.50–2.00 meter depth and one long piezometer drilled down to 3 or 6 meter depths. They have been drilled in order to follow the levels of the eventual two water tables and in order to sample the associated groundwaters for chemical analyses. The chemical analyses have been performed on pumped water in each piezometer. They were made by ionic chromatography in liquid phases for Cl^- and SO_4^{2-} anions and by I C P for Ca^{++}, Na^+, K^+,and Mg^{++} cations (Table 2). Unfortunately, the chemical analyses give global and average chemical compositions of the pumped water which are too inaccurate due to an eventual vertical salinity gradient. In these conditions, the soil profiles were characterized by electrical conductivity ($CE_{1/5}$) measurements. The measurements were made on soils sampled from the surface to 2.00 m depth every 10 cm, according to the clay auger sampling for the water content measurements. The $CE_{1/5}$ was measured on the 1/5 extracts (10 g of dried soil in 50 g of distilled water) [6]. In fact, the $CE_{1/5}$ measurements are made from 10 g of dried soil; thus the $CE_{1/5}$ is independent from the soil water content. Nevertheless it is possible to calculate the fluid conductivity (CEf) for each soil sample following the Montoroi [20] formulae, and Montoroi's equation:

$$\mathrm{CEf} = \mathrm{CE}_{1/5}(5W), \quad (2)$$

with CEf = the *"in situ"* fluid conductivity, $CE_{1/5}$ the soil conductivity measured in laboratory, and W the gravimetric water content.

The study of the soil structure-crop yield relationship was based on the comparison between the $CE_{1/5}$ profiles, the crop yield components, tensiometer profiles recording, and available water capacity (RU) calculations. The yield components included the foot plant number/m^2, ears/m^2, depth of rooting, weight of thousand grains, and final yield. Only the final yield in 10^2 kg/ha is used in the paper. The

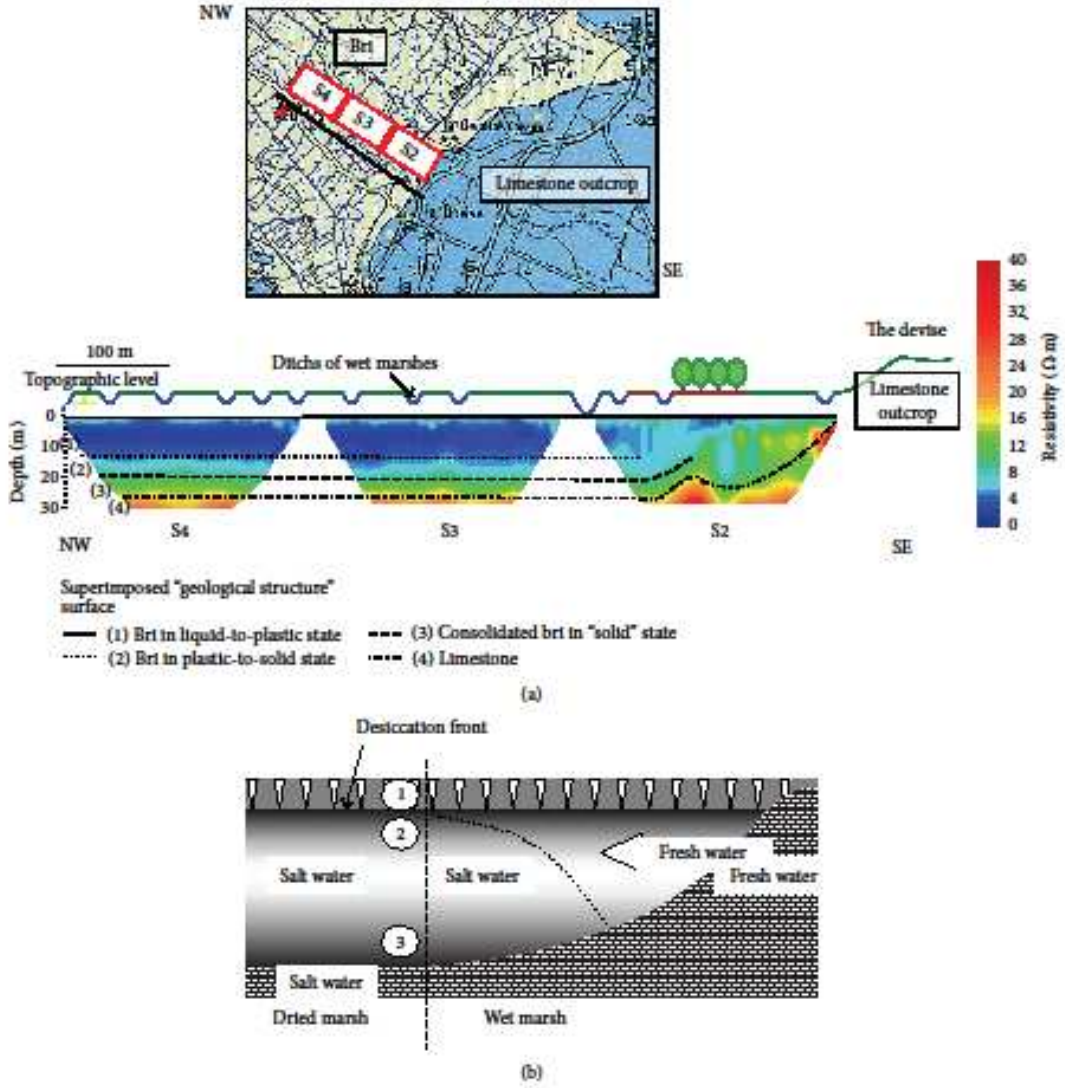


FIGURE 3: (a) Typical structure revealed by the long resistivity sections in geoelectrical prospecting, (b) schematic representation of the bri structure from the peripheral limestone contact to the inner "dry marsh." (1) Surface layer impacted by the desiccation-shrinkage effects, (2) W_p to W_l evolution due to the reclaiming and desiccation effect, and (3) W_l to W_p consolidation in depth.

different yield components were counted in the K1a-b, K2a-b, and K3a-b spots in 2006 and 2007. They were counted in K1A-B, K2A-B, K3A-B, and K3C-D spots from 2008 to 2011. Each spot is 4.5 m^2 area which corresponds, for example, to 2 contiguous 3 m length rows of corn. In addition the eight K-spots were equipped with tensiometers at the depths of 30, 60, and 90 cm in cultivated field and 40, 60, and 80 cm in the grassland. The suction pressures were measured in 2011 and 2012 in grassland and in a field alternatively farmed for wheat (2011) and corn (2012). The tensiometers are SMS 2500S type. They are limited to 850 mb pressure equivalent to 2.8 pF. Nevertheless they allow the monitoring of the desiccation profiles during the seasons and associated descending rooting.

3. Results

3.1. Water Table Levels and Water Chemistry. All the resistivity sections obtained by long devices across the marshes of the Marais Poitevin and Marais de Rochefort accord to the different drill holes made in these territories to identify the same vertical geological structure [9, 21]:

(i) bri in solid-to-plastic state in surface,

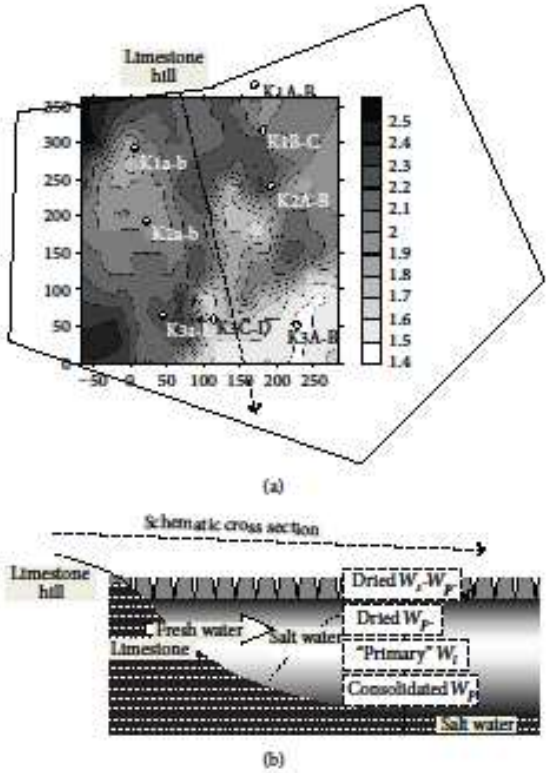


FIGURE 4: (a) Topographic map (2.5 m altitude near the limestone hill to 1.4 m altitude on K3A-B plot) of the cultivated field with location of the monitoring plots K1 to K3. (b) Schematic cross-section. W_s = shrinkage limit; W_p = plasticity limit; W_l = liquidity limit. Dried = W_l-to-W_s behavior due to the surface desiccation; "primary" = initial liquid state; consolidated = W_l-to-W_p behavior due to the earth weight.

(ii) bri in liquid state approximately between 2 and 5 meter depth,

(iii) consolidated bri in plastic-to-solid state in depth and often evolving to marls,

(iv) subjacent limestone.

Because of the consolidated bri or marl layer directly superimposed on the limestone no significant water transfer was measured between the two formations [21]. Nevertheless the pumped water near the interface presents chemical compositions characteristic of sea water plus fresh water mixture. In fact, from isotopic data, Anongba [21] dated the fresh plus sea water mixture as a phenomenon synchronous of the progressive marine transgressions. The mechanism of fresh water inlet still operates nowadays along the peripheral limestone-bri contact (Figure 3).

The vertical fresh water transfers from the fractured bri in solid state of surface, down to the subjacent plastic-to-liquid bri which is initially saturated by salt water, are confronted to the very low permeability of the intermediate W_p level (Figure 2). Nevertheless the monitoring of the water table levels in the couple of piezometers drilled in K1A-B, K2A-B, and K3A-B show only one continuous water table in the bri (Figure 5). A difference between the water table levels measured in a couple of piezometers was only observed in K1A-B during the corn growing. It can be effectively explained by a larger permeability in depth.

The waters pumped in the double piezometer have been analyzed in January and February 2009. The chemical compositions are characteristic of salt plus fresh water mixtures (Figure 6; Table 1). The low salinities have been measured in the short piezometers (2 m depth), and the high salinities have been measured in the long piezometers (3–6 m depth).

3.2. $CE_{1/5}$ Profiles. The calibration of the Archie's law in these sediments allows the calculation and imaging of the water salinity. Nevertheless the measured resistivity sections are always composed of apparent resistivity and apparent depth. The second "defect" specific to the long geo-electrical device is the lack of data in the 50-to-70 cm surface layer. If the method allows realistic basement recognition, it does not give sufficiently accurate data on the soil sodicity and nape salinity in the 0- to -2 m depth. This lack of data was supplied by the $CE_{1/5}$ profile measurements. This $CE_{1/5}$ profile evolution is well showed in the undrained grassland (Figure 7). For horizontal water tables the profiles are governed by the surface topography and by the channel proximity: from the surface down to 1.50 m depth the ranges of $CE_{1/5}$ evolution are 1–7, 8–20, and 10–30 mS·m^{-1} for the locations close by the channel (5 m), intermediate (10 m), and far-off (22 m), respectively. The three profiles correspond to mesophile, mesohygrophile, and hygrophile systems, respectively [5].

Similar evolutions have been measured in the cultivated and drained parcel (Figure 8). The $CE_{1/5}$ profiles show progressive increase of $CE_{1/5}$ with depth nearby the limestone hill. The profile patterns evolve with the distance from the limestone hill toward "two slope patterns": that is, a quite constant small conductivity from the surface to the high water table level and a sharp $CE_{1/5}$ increase in depth. The "two slope pattern" of the $CE_{1/5}$ profiles is enhanced by the gradually descending of the water table as the distance from the hill increases. The $CE_{1/5}$ profiles evolve according to the depth of the water table and consequently according to the thickness of soil surface open to the leaching by rain water (Figures 7 and 8). The $CE_{1/5}$ profiles are also governed by the eventual fresh water inlet from the peripheral limestone and/or from nearby water channels.

The $CE_{1/5}$ profiles are quite invariant through the seasons. They can be used as references for the calculation of the water salinity profiles. They are deduced from the fluid conductivity (CEf) calculated from the $CE_{1/5}$ and Wprofiles using the Montoroi [20] formulae (Figure 9).

3.3. Soil-Plant Interaction. The evolutions of the crop yields on the different parcels are impacted by the prevailing water conditions and the $CE_{1/5}$ profiles. The yields have been often estimated from the depth of the sodic zone [6]. This depth of the sodic zone can be easy to be determined from the

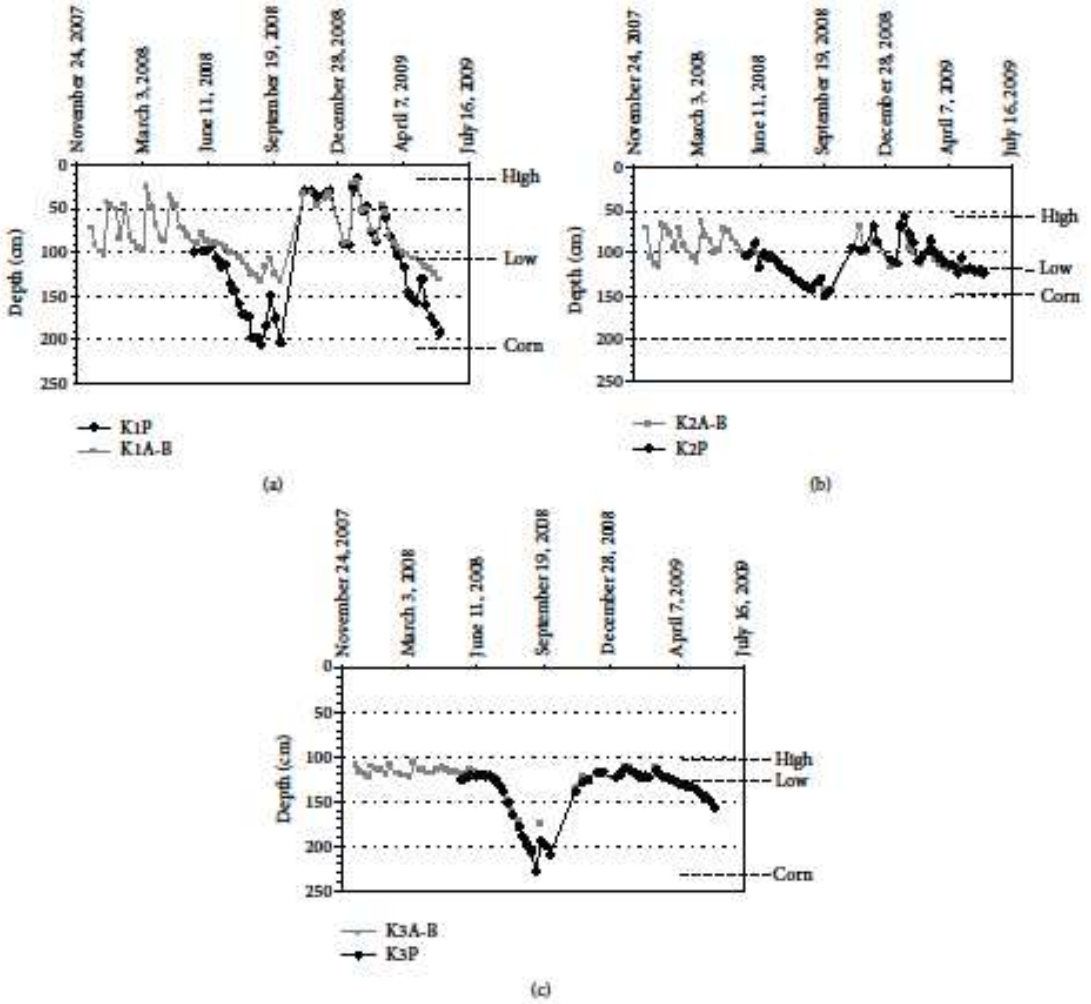


FIGURE 5: Monitoring of the water table levels in the short piezometers K1A-B (2 m), K2A-B (2 m), and K3A-B (2 m) and in the long ones K1P (3 m), K2P (6 m), and K3P (6 m) from 24 October 2007 to 16 July 2008. High and low = natural water table variation; corn = descending of the water table due to the corn water consumption.

"two slope" patterns $CE_{1/5}$ profiles similar to the K3 profiles (Figure 8). On the contrary, it becomes difficult to determine a depth of sodic zone in progressive $CE_{1/5}$ profiles similar to the K1 and K2 profiles (Figure 8). In fact the $CE_{1/5}$ profiles exhibit two superimposed patterns:

(i) from the surface to the top of the salt water table, the $CE_{1/5}$ values increase following an exponential way

(ii) and from the top of the salt nape to the depth, the $CE_{1/5}$ values show a low increase or remain almost constant.

Whatever are the $CE_{1/5}$ profiles, their upper patterns can be calculated following a simple logarithmic function (Figure 10):

$$D = a * \ln\left(CE_{1/5}\right) + b, \quad (3)$$

with D the depth in m, $CE_{1/5}$ the electrical conductivity in mS/cm^2, and a and b two parameters fit to obtain the good superimposition of the calculated $CE_{1/5}$ pattern on the measured $CE_{1/5}$ pattern [14]. Reciprocally the $CE_{1/5}$ profiles can be calculated as follows:

$$CE = \exp\left(\frac{D-b}{a}\right). \quad (4)$$

The shape of the $CE_{1/5}$ patterns is governed by the water table level fluctuations during the seasonal cycles. The deep descending of the water table during the dry season provokes the descending of the desiccation front. The consequences are the leaching of the unsaturated surface layer by the rainfall and a possible phenomenon of capillary ascent. Finally the

TABLE 1: Chemical compositions (in mg/L) of the waters pumped in January and February 2009 in the piezometers K1A-B (2.00 and 3.00 m), K2A-B (2.00 and 6.00 m), K3A-B (2.00 and 3.00 m), and K3C-D (2.00).

	Cl^-	Na	Ca	K	Mg	S	SO_4	Total salinity (mg/L)
				January piezometer				
K1A-B (3.0 m)	4080	2508	361.1	116.6	339.4	756	2269	9673.9
K2A-B (6.0 m)	8370	4438	247.5	208.4	355.5	506	1517	15136.5
K3A-B (3.0 m)	4960	3059	301.8	154.8	513.2	1063	3189	12178.2
K1A-B (2.0 m)	1640	1302	330	61.16	199.1	427	1282	4814.16
K2A-B (2.0 m)	430	390	190.5	24.02	66.09	191	573	1673.51
K3A-B (2.0 m)	1980	1760	580.8	97.51	253.5	790	2369	7040.71
K3C-D (2.0 m)	970	1098	594.4	61.2	144.1	527	1580	4447.8
				February piezometer				
K1A-B (3.0 m)	2207	1797	292.5	86.59	242.3	543.2	1629.6	6254.99
K2A-B (6.0 m)	7201	4203	230.8	193.7	467.7	455	1365	13661.2
K3A-B (3.0 m)	3578	2643	435.9	128.8	431.4	821	2463	9680.1
K1A-B (2.0 m)	825	683	263.1	38.84	131.3	303.7	911.1	2852.34
K2A-B (2.0 m)	631	514.6	218.7	23.48	76.93	197.5	592.5	2075.21
K3A-B (2.0 m)	2661	2057	448.1	107.7	356.8	837.3	2511.9	8142.5
K3C-D (2.0 m)	834	1068	265.3	56.48	139.2	530.2	1590.6	3953.58

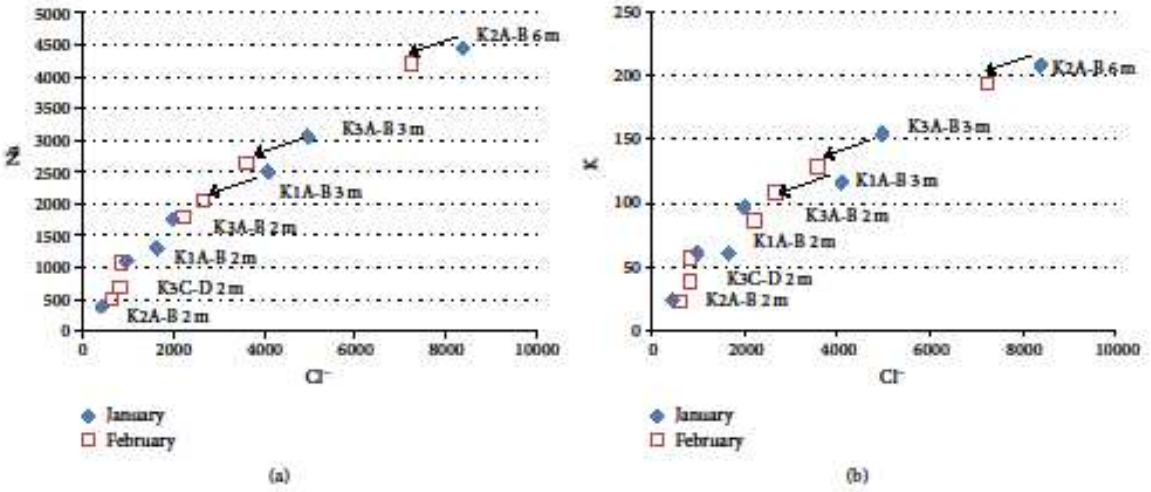


FIGURE 6: Na and K contents versus Cl^- contents (in mg/L) for the different chemical compositions of the waters pumped in January and February 2009 in the piezometers K1A-B (2.00 and 3.00 m), K2A-B (2.00 and 6.00 m), K3A-B (2.00 and 3.00 m), and K3C-D (2.00).

calculated $CE_{1/5}$ profiles have been related to the corn yields for 2006, 2008, and 2010 [14] (Table 2; Figure 10).

The descending of the desiccation front is caused by the summer climatic conditions enhanced by the water consumption by the plants. The interaction between the water profiles and the plant growing can be suggested by the evolution of the tensiometer profiles (Figures 11 and 12).

In the grassland the progression of the desiccation front is well shown by the "increase" of the measured suction pressures and by the time offset between the 40 cm and 60 cm measured pressures. The low suction pressures measured at the depth of 80 cm are due to the near water table level in this undrained field. Nevertheless, the d40 and d60 plug disconnections operate at different gravimetric water contents and thus at different suction pressures. In these conditions the plug disconnection cannot be explained by a simple difference between the gravimetric water contents.

In the drained wheat field a similar time offset is observed between the suction pressures measured at the depths of 60 and 90 cm. The d60 and d90 plug disconnections operate also at different water contents. The mechanism is similar to the mechanism observed in the grassland. Two main differences emerge: the deepening of the desiccation front in this drained field and the behavior of the tensiometer measurements near the surface (30 cm). The surface desiccation does not imply any increase of the measured suction pressures at the depth

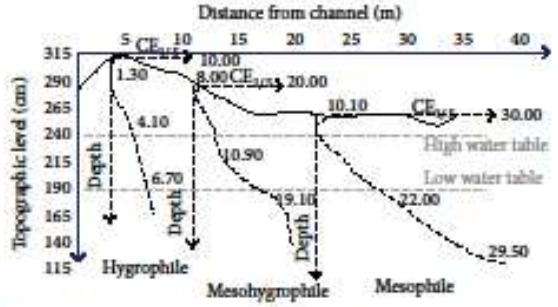


FIGURE 7: Evolution of the $CE_{1/5}$ profiles according to the topographic level and thickness of leached soil surface (undrained grassland). The mound is due to sediment and soil deposited during the successive channel cleaning works. Low and high water tables indicate the domain of water table variation during the seasons.

TABLE 2: Culture yields in 10^2 kg/ha measured in 2006, 2008, and 2010 for corn field and 2007, 2009, and 2011 for wheat field.

	Corn			Wheat		
	2006	2008	2010	2007	2009	2011
K1 a-b	104.4			56.1		
K2 a-b	109.4			67.2		
K3 a-b	143.3			67.1		
K1 A-B		126.9	105.1		92.1	78
K2 A-B		132.8	111		103.8	72
K3 A-B		157.5	117		99.6	97
K3 C-D		147.3	111.6		108.3	86

of 30 cm. In fact the 0–30 cm surface layer is affected by the tillage every year. The consequence is the formation of a "crumble" soil structure in surface characterized by a large unsaturated meso- to macroporosity. At variance the soil structure in depth, unaffected by the tillage, evolves according only to the clay matrix microstructure along its shrinkage curve.

Using the $CE_{1/5}$ profile of each spot as reference, the water salinity may be calculated for the successive depth using the couple water content-$CE_{1/5}$ following the Monteroi equation. For each depth the suction pressure accords to the water content. In these conditions the clay matrix shrinkage curve can be used as a tool to represent the parallel evolution of the water content, tensiometer pressure, and water salinity (Figure 13).

3.4. Available Water Capacity Behavior. The two main parameters which act on the plant growing and flora diversification are the water and salt stresses. The high water salinities limit the plant growing to the mesophile systems: the moderate water consumption limits the salt "storage" in the plant organism. On the contrary the poor water salinity allows the growing of hygrophile plants: despite the high water consumption the salt "storage" remains limited in the plant organism. In these coastal marshlands the two water and salt stresses are governed by the mechanisms of "wet land" to "dried land" conversion:

(i) the water table descending caused by the hydraulic works and associated surface desiccation,

(ii) the soil structure behavior due to the shrinkage properties of the clay dominant material,

(iii) the eventual fresh water inlet from channel of peripheral limestone hill,

(iv) and, consequently, the progressive evolution from the mesophile systems to mesohygrophile and hygrophile ones.

Considering the water table level, the plant growing and the root deepening are confronted firstly to the available water capacity (RU) of the unsaturated soil and secondly to the level of anaerobic in the subjacent saturated medium. The high water table level prevailing during the wet winter season stops the plant rooting. It is the main problem for the yields of the winter cultivation as wheat. The quite linear 1/1 water table depth/root depth ratio was demonstrated in these marshes by Pons et al. (2000) [1]. The problem of rooting depth has been in part resolved in the 70–80 years by the extensive politic of drainage. On the salinity point of view, the $CE_{1/5}$ profiles indicate low salinities near the surface and high salinities in depth. The problem becomes evident for the yields of the summer cultivation as corn. Due to the drastic decrease of the available water capacity of soil in surface the plant rooting has to progress in depth and reaches the salt levels.

The available water capacity is usually calculated according to the soil texture and/or according to the rainfall-evapotranspiration balances [22]. The available water capacity (RU) can be calculated as follows:

$$\mathrm{RU} = h \times d \left(W_{fc} - W_{wp}\right) \times 10, \tag{5}$$

with h the thickness in m, d the apparent density, W_{fc} the water content at field capacity, and W_{wp} the water content at wilting point.

The W_{wp} is usually assessed as the equivalent 4.2 pF (15,000 hPa tensiometer pressure), thus around the W_s for the clay dominant soils. The difficulty is the choice of the W_{fc} equivalent to the 2.5 pF (330 hPa tensiometer pressure) which is "located" between the W_s and W_p of the clay dominant soils. The W_{fc} is mainly governed by the soil texture: that is, from 29% to 32% for clay-dominant soil to silty clay soils [23]. The W_{fc} and W_{wp} may be calculated taking into account the sand %, clay %, and organic matter % (OM) as follows [24]:

$$\begin{aligned} W_{fc} &= 257.6 - (2 * \text{sand\%}) \\ &\quad + (3.6 * \text{clay\%}) + (29.6 * \text{OM\%}), \\ W_{wp} &= 26 + (5 * \text{clay\%}) \\ &\quad + (15.8 * \text{OM\%}). \end{aligned} \tag{6}$$

Thus the RU may be calculated for each soil layer as follows:

$$\mathrm{RU} = \left(W_{fc} - W_{wp}\right) * h, \tag{7}$$

with RU in mm and h the layer thickness in m.

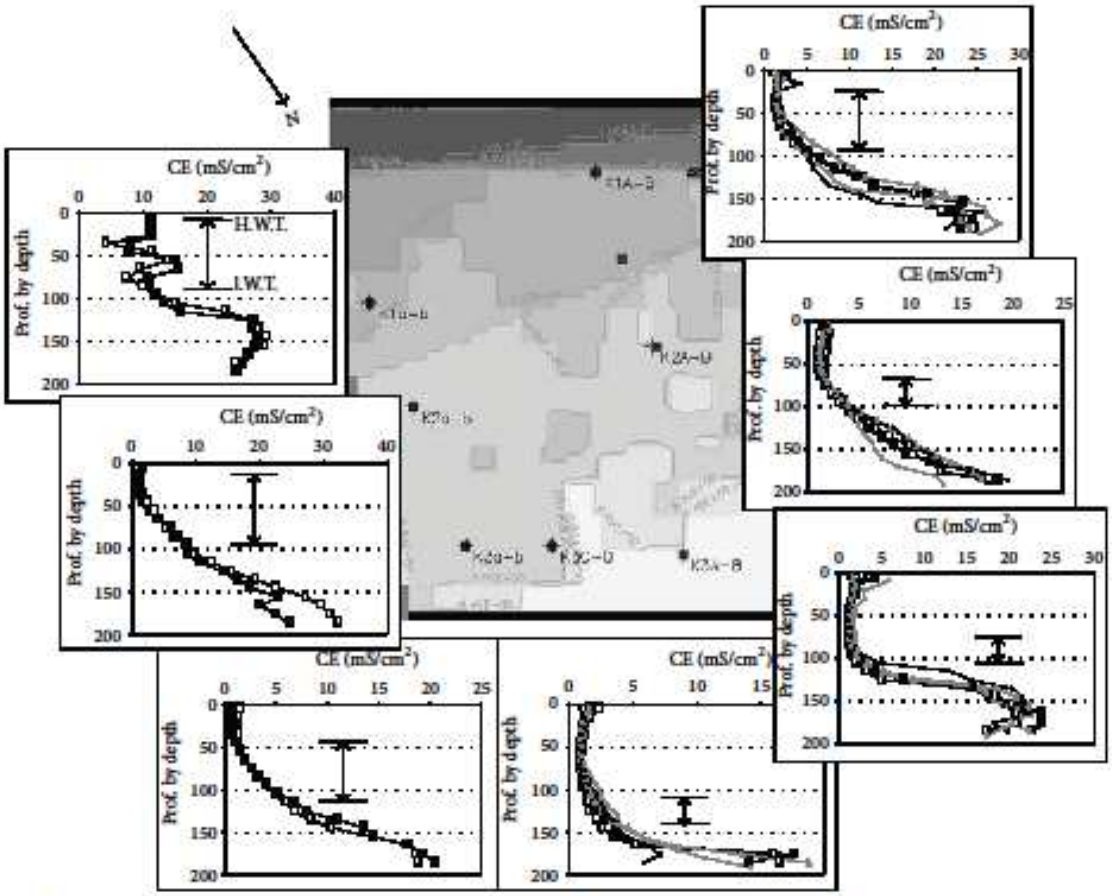


FIGURE 8: Representation of the $CE_{1/5}$ profiles measured in K1a-b, K1A-B, K2a-b, K2A-B, K3a-b, K3A-B, and K3C-D. The dates of measurements are September 2006 and April 2007 in K1a-b, K2a-b, and K3a-b. They are September 2006, April 2007, December 2007, and June 2008 in K1A-B, K2A-B, K3A-B and, K3C-D. The double arrows indicate the water table variation between the high levels (H.W.T.) and the low levels (L.W.T.).

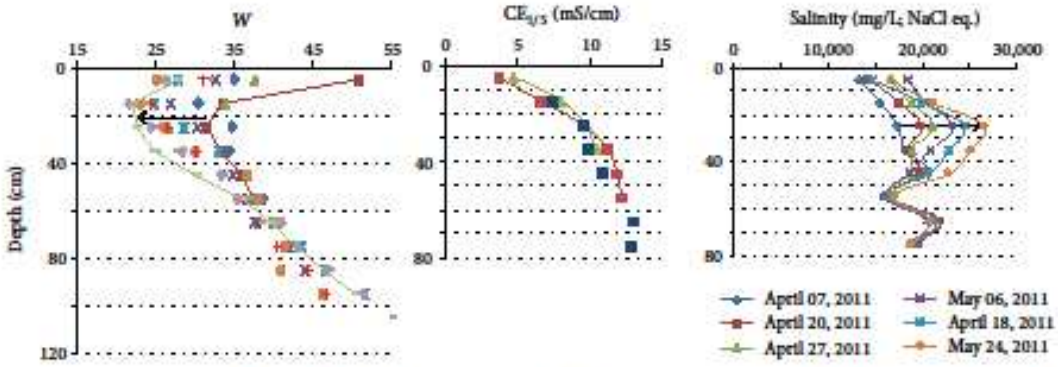


FIGURE 9: Example of the evolution of the salinity profiles associated with the measured *W* profiles (in grassland). The salinity profiles are calculated in NaCl equivalent, from 07 April to 24 May 2011.

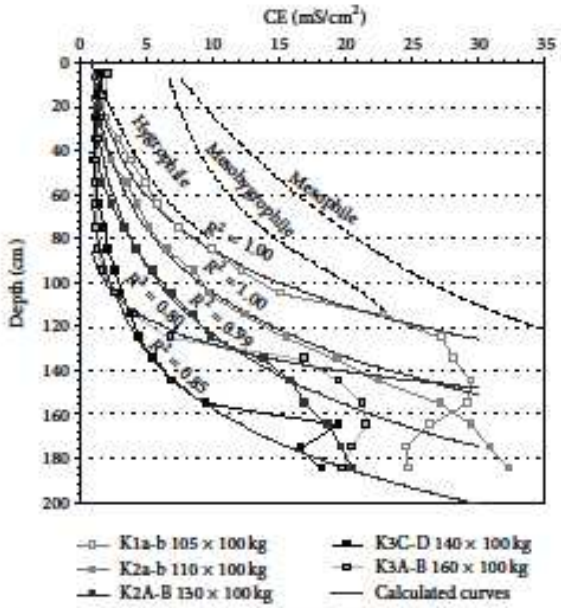


FIGURE 10: Fits of the calculated $CE_{1/5}$ patterns on the measured profiles from the surface down to the top of salt water table and associated yields in ×100 kg (2006 corn yields for K1a-b and K2a-b; 2008 corn yields for K2A-B, K3A-B, and K3C-D). The corn yields increase progressively from K1a-b to K3A-B following the increasing "slope" of the $CE_{1/5}$ profiles. Dashed line = domains of mesophile to mesohygrophile and hygrophile $CE_{1/5}$ profiles developed under the grassland.

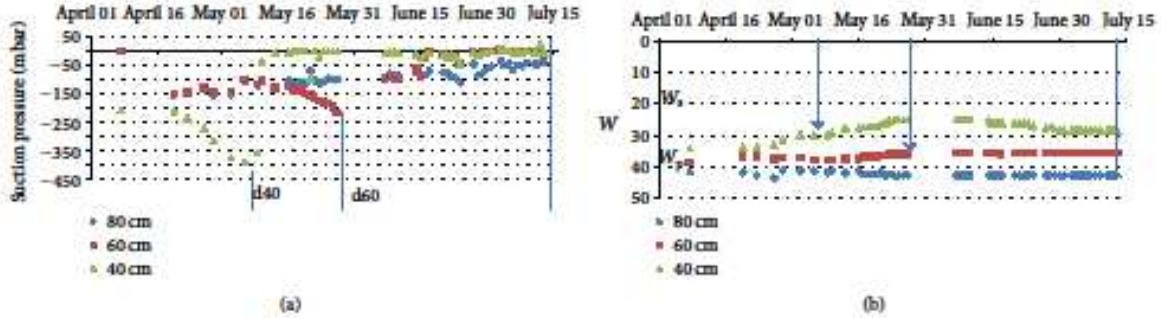


FIGURE 11: Evolution of the tensiometer pressures and gravimetric water contents at 40, 60, and 80 cm depth from 01 April 2011 to 15 July 2011 in the grassland. The d40 and d60 indicate the disconnection of the porous plugs at the depths of 40 and 60 cm, respectively.

According to their textures the soils developed from the bri exhibit two groups of RU values (Figure 14):

(i) the sediment-to-soil transition characterized by non-significant textural change. The material is composed of clay dominant material. The RU remains around 1.80 mm,

(ii) the soil surface and the paleosol characterized by silty clay soil texture. The RU remains around 1.80–2.00 mm.

In fact, if the soil may be overall characterized by its RU in mm/m, for a vertical profile, the RU is generally calculated as a cumulative RU which is obtained by the RU (mm/m) × depth for each level. The progressive soil desiccation which progresses from the surface down to the depth may be used to calculate the "real or residual" available water capacity (RUr) available for plants through the season. The real or residual soil RUr profiles may be calculated using the difference between the water profile at the considered date and the reference W_{fc} (Figures 14 and 15):

$$\mathrm{RUr} = h \times d\left(W_{j/04} - W_{wp}\right) \times 10, \quad (8)$$

with h the thickness in m, d the apparent density, $W_{d/m}$ the day/month measured water content at each depth, and W_{wp} the water content at wilting point.

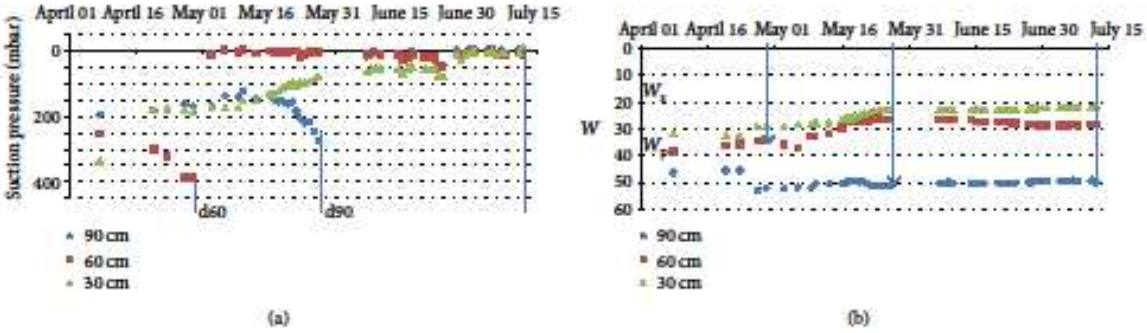


FIGURE 12: Evolution of the tensiometer pressures and gravimetric water contents at 30, 60, and 90 cm depth from 01 April 2011 to 15 July 2011 (K2A-B; wheat field). The d60 and d90 indicate the disconnection of the porous plug at the depths of 60 and 90 cm, respectively.

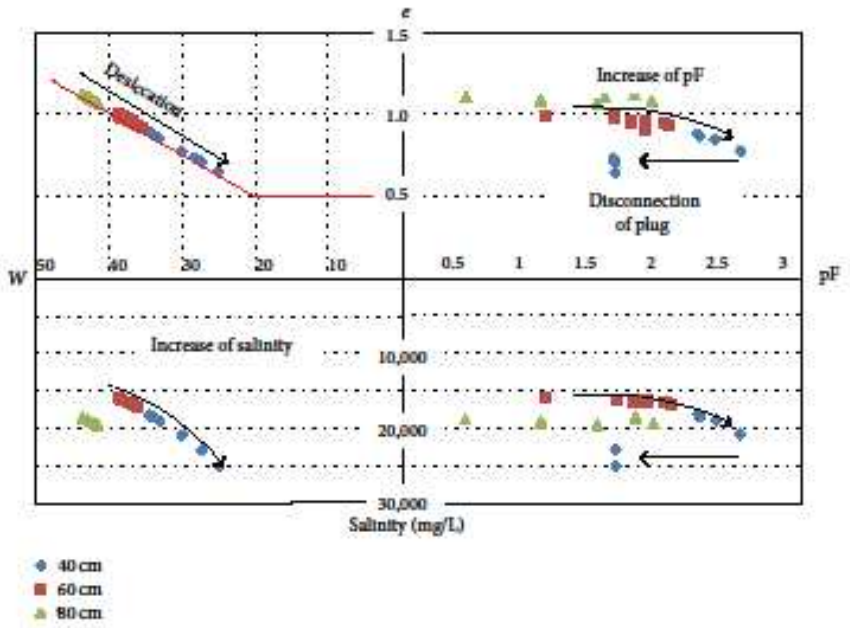


FIGURE 13: Example of W-e-pF-Salinity relationship (grassland). The shrinkage effect (W-e) causes the increase of the tensiometer pressure and associated pF (e-pF). The shrinkage fracture opening causes the disconnection of the porous plug. The salinity behavior can be represented due to the water content and tensiometer values.

This evolution of the real RUr profiles with time can inform on the soil-root interaction: that is, potential water consumption, wilting approach, and rooting in depth.

In the corn field and grassland examples, in April, the RUr profiles calculated by differences between the W profiles and the W_{wp} are quite superimposed on the theoretical RU = W_{fc}-W_{wp}. In May the RUr profiles calculated by differences between the W profiles and the W_{wp} are largely shifted to the 0 vertical axis (Figures 15, 16, and 17). The shift results from the water evaporation plus plant consumption: that is, synchronous descending of the desiccation front and rooting. On the other hand, in such brackish to salt media and due to the quite stable $CE_{1/5}$ profiles, the soil desiccation implies the increase of the water salinity for each level (Figure 18).

4. Discussion

4.1. Discrete Mineralogical Evolution. Whatever the authors, the impacts on the mineralogy of the clay dominant sediments have been interpreted as smectite-to-illite conversion associated to the soil maturation in oxidative conditions. The clay mineral evolution was demonstrated by Righi et al. [18] on soil surfaces dated from the ages of the successive polders in the west part of the Marais Poitevin. It was also demonstrated through vertical profiles sampled throughout the West French marshlands by the vertical decrease of the smectite contents from the sediment in depth to the soil surface. It was also verified in paleosols identified between 1 and 2 meters depths [9, 17]. In fact the smectite-to-illite

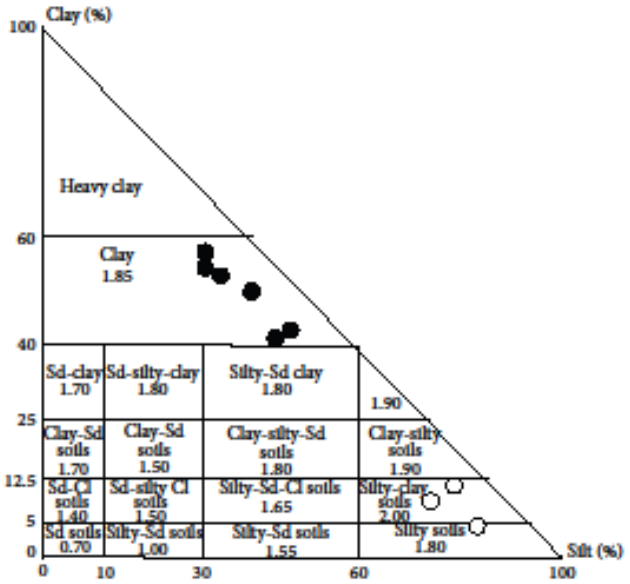


FIGURE 14: Location of the soil texture and associated available water capacity RU. Black circles = clay dominant sediment to soil; white circles = silty soil surface and paleosol identified on the INRA St Laurent experimental site.

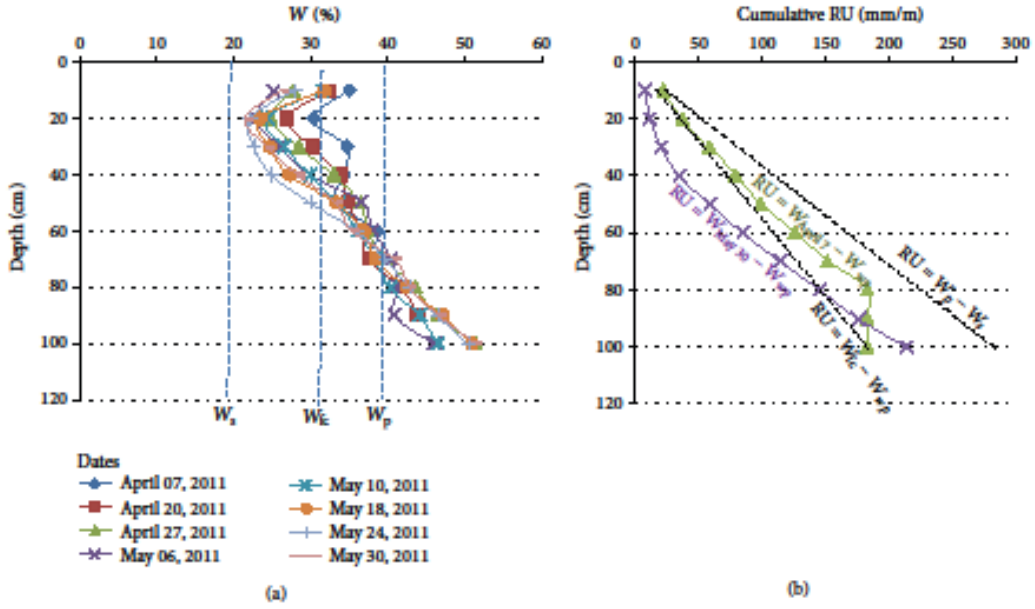


FIGURE 15: Evolution of the W profiles (a), RU profiles, and RUr profiles (b) from 07 April to 30 May in the grassland. W_p = plasticity limit; W_s = shrinkage limit; W_{wp} = wilting point ($W_{wp} = W_s$); $W_{30/05}$ = water profile at 30 May; $W_{7/04}$ = water profile at 07 April.

conversion has been observed via XRD patterns performed on the infra 0.02 μm fraction and only thanks to mathematical decomposition of the XRD patterns. The impact of the phenomenon is very weak due to the whole clay dominant soil behavior. This weak vertical decrease of the smectite content in the clay dominant matrix was also explained by a vertical leaching of the very thin particles by rain water. This second argument is based on the associated textural evolution from the surface to the depth. The analyzed soil surface (0–30 cm depth) and paleosol exhibits textures of more silty soils

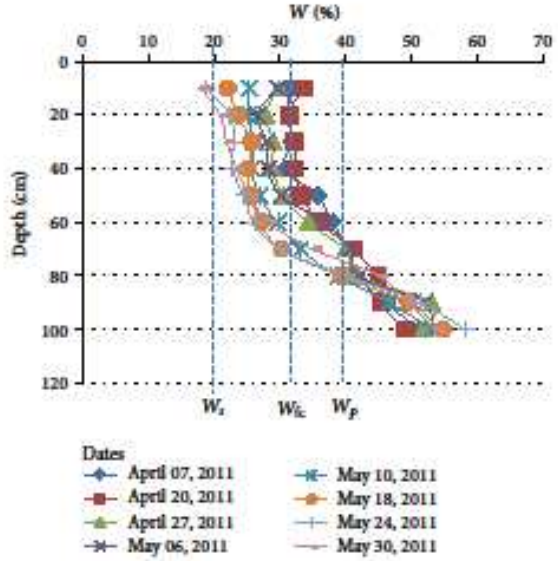


FIGURE 16: Evolution of the W profile (a), RU profiles, and RUr profiles (b) from 20 April to 30 May in the KIA-B under corn farming. W_p = plasticity limit; W_s = shrinkage limit; W_{wp} = wilting point ($W_{wp} = W_s$); $W_{30/05}$ = water profile at 30 May; $W_{20/04}$ = water profile at 20 April.

whereas the whole material exhibit clay dominant texture [9, 10]. In fact these very weak mineralogical and textural evolutions are common throughout the territories and do not imply significant differences on the marsh management.

4.2. Dominant Role of the Soil Structure Behavior. Since the Xth century the soil formation in the coastal marshlands is governed by the structural evolution of the primary sediment in surface caused by the desiccation mechanism. In depth, the primary clay dominant sediment, saturated by sea water, is consolidated because of the earth-or-sediment weight pressure. The two mechanisms induce similar structural evolutions of the clay matrix which are provoked by the clay particle rearrangement. In a void ratio (e) versus water content (W) the desiccation way and the consolidation way are superimposed (Figure 19) [13, 25, 26]. They provoke the outlet of interparticle water and the decrease of the microporosity by rearrangement of the clay particles [18].

Finally, the initial muddy sediment has been affected by two opposite mechanisms:

(i) the progression of the desiccation-shrinkage front from the surface to the depth, from W_s-W_p in surface down to the W_i state,

(ii) the consolidation in depth due to the earth pressure, from the W_i state to the W_p state.

The two mechanisms act to the vertical evolution of the bri in the three-layer structure [10, 12, 13, 15] (Figure 19):

(i) solid-to-plastic state near the surface characterized by low clay matrix hydraulic conductivity,

(ii) intermediate plastic-to-liquid state, medium hydraulic conductivity,

(iii) plastic-to-solid state in depth, low hydraulic conductivity.

The hydraulic functioning of the marshes is governed by this natural vertical structure caused by the hydraulic developments which have been successively built in order to accelerate the reclaiming and in particular to isolate the wet marshes from the dried marshes. The vertical structure and the very low Wp hydraulic conductivity limit the vertical inlet of rain water. On the contrary it allows the fresh water inlet from the peripheral limestone through the intermediate bri in liquid state.

The vertical evolution has been recorded on many sites by cone penetrometer, shear stress, bulk density, and water content profiles. Thanks to the textural and mineralogy homogeneity of the clay dominant material, the clay matrix shrinkage curve has been used as tool for the representation of the numerical relationships which can exist between the hydromechanical properties and the microstructure of the clay material [10, 12, 13, 15] (Figure 20). The microstructure-cone resistance (Qd) and microstructure-cohesion (C) relationships have been written as Perdok's equation or power law [10, 14, 15]. The same authors have presented the clay matrix microstructure-hydraulic conductivity relationship from simple calculations and oedometer measurements.

4.3. Desiccation Front/Water and Salt Stress Relationship. The desiccation, locally accelerated by the drainage, has induced the descending of the water table and the increase of the solid-to-plastic layer thickness from the surface. Because of the high shrinkage properties of the clay material, this drying upper layer was crosscut by the shrinkage fracture network. In these conditions, the mechanism has allowed the surface desalination by the rain water leaching through the unsaturated plastic-to-solid clay material via the fracture network. These drying and desalination mechanisms have been the two main objectives of the reclaiming. Nevertheless the obvious questions are as follows.

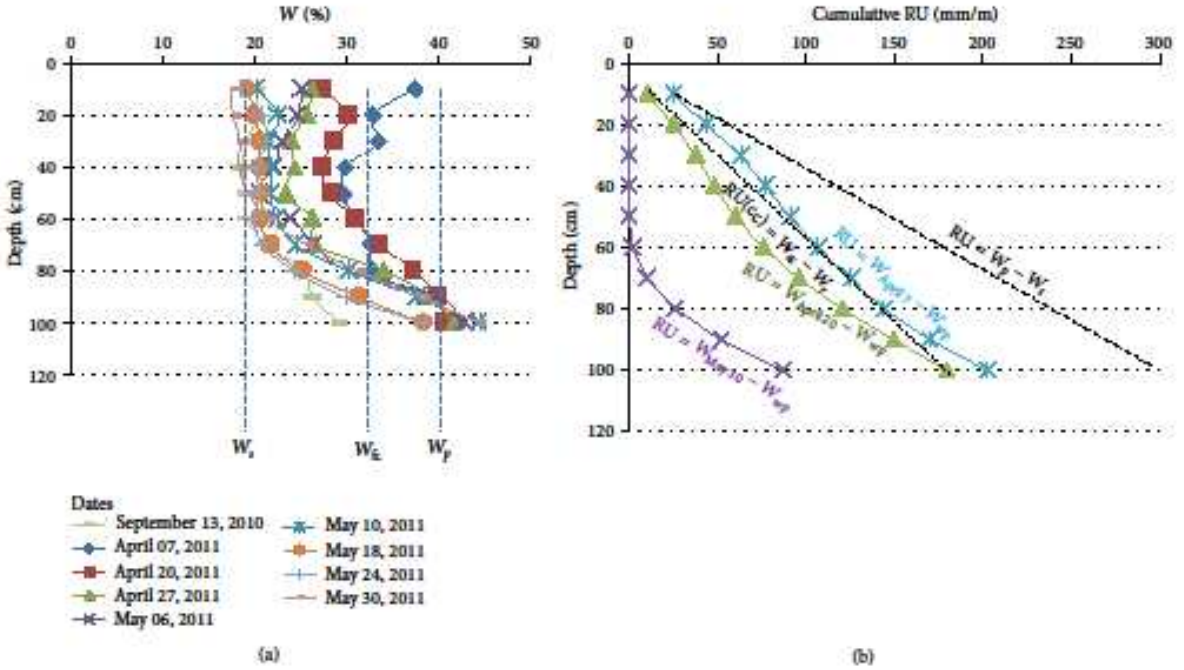


FIGURE 17: Evolution of the W profile (a), RU profiles, and RUr profiles (b) from 07 April to 30 May in the K2A-B spot. W_p = plasticity limit; W_s = shrinkage limit; W_{wp} = wilting point ($W_{wp} = W_s$); $W_{30/05}$ = water profile at 30 May; $W_{20/04}$ = water profile at 20 April; $W_{07/04}$ = water profile at 07 April.

(i) How to characterize the eventual fresh-to-salt water exchange and the soil salinity profiles?

(ii) What are the consequences on the soil-plant relationships?

(iii) Eventually, what are the most suitable tools or methods for mapping the fresh to salt area?

The tensiometer pressure measurements give information about the water content-microstructure couple during the desiccation phenomenon. The measured tensiometer pressures are governed by the reduction of micropores due to the desiccation-shrinkage coupling. The tensiometer pressure-equivalent pore diameter can be calculated via the Jurin law. The disconnection of the porous plug observed at the depths of 40, 60, and 90 cm operates following a time offset which may be interpreted as the descending of the desiccation front (Figures 11 and 12). The clay matrix desiccation induces the clay matrix shrinkage and provokes the additional opening of the mesopores and/or mesofractures (Figure 20(b)). The geometry of the shrinkage fracture network depends on the initial W-C couple of the clay matrix and shift of the clay matrix from the ductile-to-brittle behavior: that is wide and spaced fractures around the W_i domain and thin and close to each other in the W_p-to-W_s domain (Gallier, 2011 [14]; Gallier et al., 2012 [15]; Figure 20). In these marshlands the W profiles indicate the W increase with depth. Thus, for the successive depths, the mesopore-to-fracture opening operates at different initial hydric states of the clay matrix and different W-C couples. The differences between the tensiometer pressures associated with the plug disconnection at the different depths can be explained by the vertical evolution of the W profiles from W_s in surface to W_i: that is, dominant mesoporosity and close mesofractures near the surface and larger and spaced fractures in depth which can open for higher water contents (Figure 20).

The geo-electrical prospection is able to give vertical "images" of the bri structure down to the limestone basement. The Archie's law was calibrated taking into account the porosity and the water resistivity (equivalent salinity) for our clay dominant material [11, 13, 15]. Nevertheless, the surface recording of resistivity sections is limited in accuracy because of the measurement of apparent resistivity for apparent depths. Yet the resistivity-porosity relationship given by the Archie's law allows the transformation of the resistivity section into a permeability section which can be indicative of the local hydraulic running [13]. The most realistic vertical recording of resistivity profile can be obtained by coupling salinometer and water content profiles [11]. In fact the characterization of the profiles is easy by auger sampling which allows the density, water content, and $CE_{1/5}$ measurements for each depth of sampling. The water salinity is easily calculated from the couple W-$CE_{1/5}$.

The $CE_{1/5}$ profiles have progressively matured due to the descending water table. They are quite insensitive to the season, at least over a few years. Nowadays they represent the result of the effects of desiccation and desalination induced

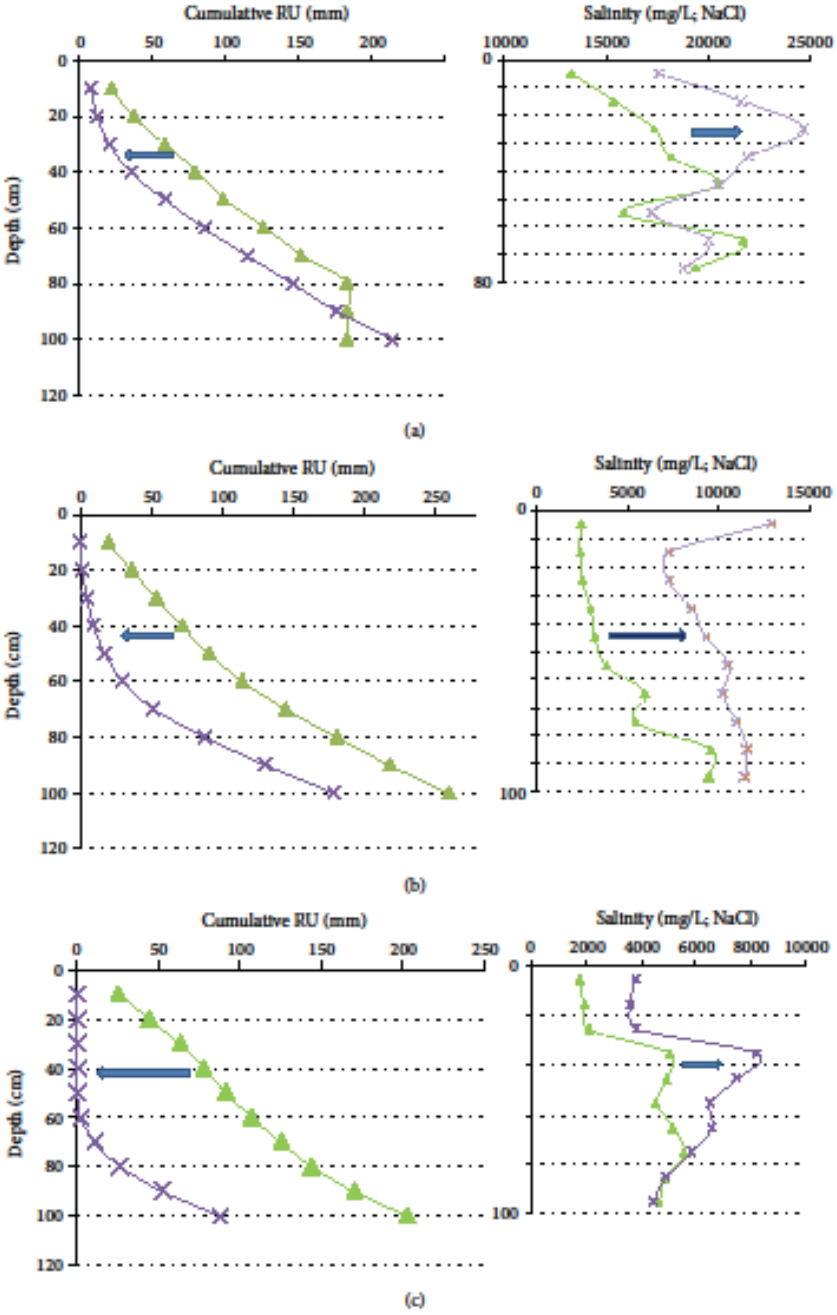


FIGURE 18: Simultaneous effects of the desiccation on the RUr profiles and on the water salinity. (a) In the grassland the high initial salinity drastically increases during the surface desiccation. (b) In the K1A-B the increases of salinity are moderated by the fresh water inlet from the limestone hill. (c) In the K2A-B the increases of salinity are moderated because of small residual salinity of the leached soil. Triangle = 07 April in K2A-B and grassland profiles and 20 April in K1A-B profiles; crosses = 30 May profiles.

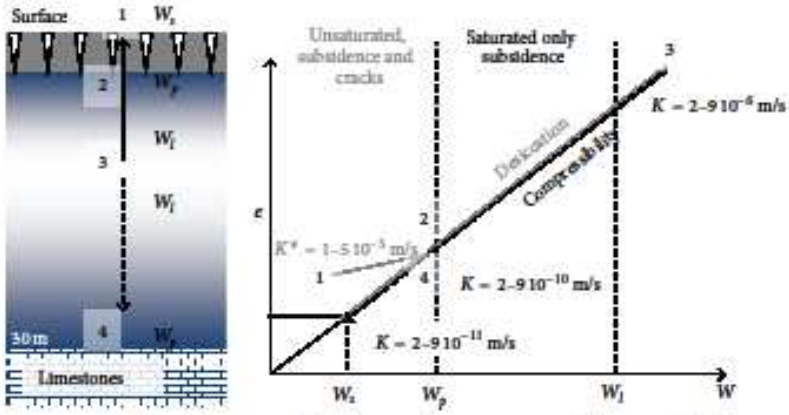


FIGURE 19: Schematic representation of the relations prevailing between the microstructure behavior of the clay matrix and the macroscopic behavior at the field scale during the surface desiccation phenomenon (3 to 2 to 1) and during the consolidation in depth (3 to 4). K = hydraulic conductivity measured by oedometer compressibility test on unfractured and saturated clay matrix K^* = surface hydraulic conductivity measured by Porcher test on the fractured soil (from Dudoignon et al. [13]).

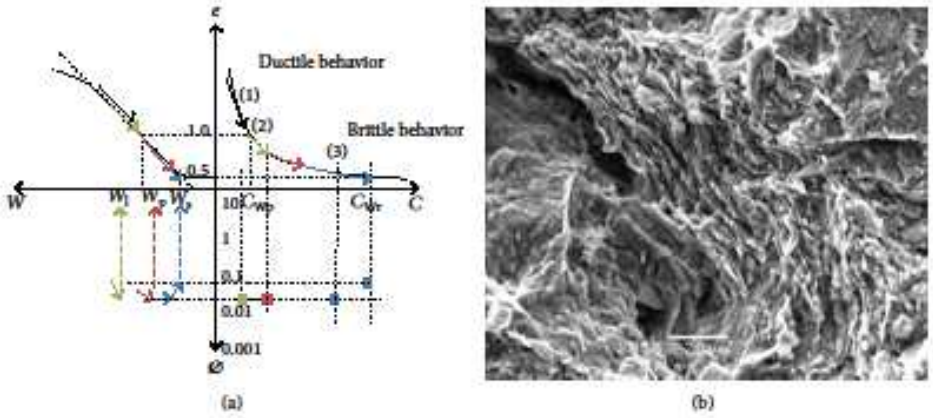


FIGURE 20: Schematic representation of the mesopore and fracture opening of the clay matrix for the different water contents associated with the increasing depths. (a) Ductile-to-brittle behavior of the clay material taking into account the W-C couple evolution and the successive steps of fracturing: (1) ductile behavior in the plastic-to-liquid state domain, (2) plasticity limit (W_p), (3) brittle comportment in the solid state [14]. W = gravimetric water content; e = void ratio; C = shear stress; Ø = equivalent pore diameter. (b) SEM microphotography of a mesopore adjacent to the W_s clay matrix.

by the successive reclaiming works since the Middle Ages. Two factors act on the $CE_{1/5}$ profile evolution: the depth of the water table quite equivalent to a thickness of soil leaching by the rain water and the eventual fresh water inlets. The mechanism is condensed by the observations made on the undrained grassland: the differences in leached layers are generated by the surface topography considering the water table horizontal, and the water inlet can be observed nearby the channel boundary (Figure 7). The thickness of leaching added to the peripheral fresh water inlet induces the progressive shift of the $CE_{1/5}$ profiles from a "mesophile profile," characterized by a very high $CE_{1/5}$ values (10–30 mS/cm) and a very weak slope of the profile, to a "hygrophile profile" characterized by low $CE_{1/5}$ (1–7 mS/cm) values and a hard slope of profile near the surface. In fact the comparison between the undrained grassland and the drained cultivated field allows to observe the continuity of $CE_{1/5}$ profile evolution from the undrained to drained domains (Figures 10 and 21(a)). The water table depth impacts directly on the shape of the $CE_{1/5}$ curves: slope evolution from the surface and thickness of leaching. The evolution from the mesophile systems to the hygrophile ones clearly appears in the RUr and associated salinity profiles (Figure 21(b)). For equivalent initial cumulative RU profiles, due to the homogeneous texture, the initial salinity of the hygrophile systems (3 and 2) is restrained to the 2–5 mS/cm domain (Figure 21(a)). For the mesophile system the salinity is between 10 and 20 mS/cm. Finally three types of couple salinity-RUr profiles can be

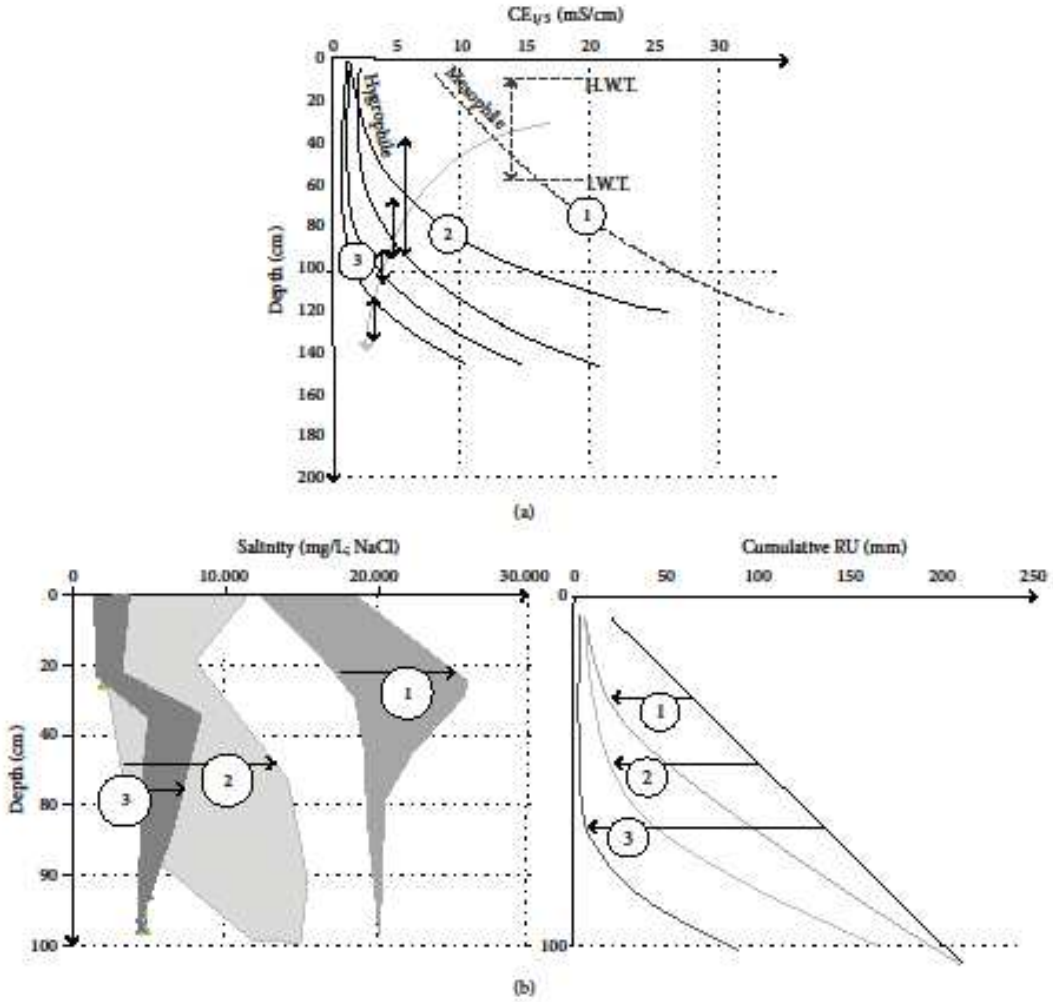


FIGURE 21: (a) Schematic evolution of the $CE_{1/5}$ profiles induced by the water table descending. Grey arrow = water table trend; double vertical black arrows = water table fluctuation between the high water table level (H.W.T.) and the low water table (L.W.T.). 1 to 2 indicate the transition from the mesophile to hygrophile systems. (b) Parallel evolutions of the RU profiles and salinity profiles characteristic of the three studied systems. Straight black line = initial (textural) cumulative RU profiles. 1, 2, and 3 residual cumulative RUr profiles calculated after the plant growing under the grassland and under the cultivated field (example of wheat). Trend 1 = grassland; trend 2 = cultivated area nearby the limestone hill, thus impacted by the fresh water inlet; trend 3 = cultivated area far from the limestone hill.

distinguished for the different spots. They are governed by presence or not of drainage, the proximity of the fresh water source, and the difference in plant farming. They describe the soil functioning from the mesophile to hygrophile systems.

The mesophile profile type is characteristic of the undrained territories which are traditionally occupied by cattle, thus let in grassland. The water consumption by the grassland is temperate. Thus the residual RUr profile is weakly shifted from the initial RU line (Figure 21, trend 1). Nevertheless the increase of soil salinity is very high because of the residual salinity due to the lack of leaching.

The hygrophile profile types exhibit two trends: trend 2 corresponds to the nearby limestone profile with fresh water inlet and trend 3 far away the hill. In trend 2, the fresh water inlet allows the high water consumption by the plant. The shift of the residual RUr profile from the initial RU is moderated. The evolution of the salinity between the initial and residual RU profiles is significant. It results from the fresh water plus salt water mixture. In trend 3, the lack of water inlet due to the water consumption by plants induces the high shift of the RU profile from the initial one. The general low water table level is associated with the high thickness of leached

layer; thus the initial low salinity limits the increase of salinity during the desiccation period.

5. Conclusion

The successive works made on the French Atlantic marshlands in recent years have shown the role of the clay matrix microstructure on the clay dominant soils behavior. The results have been obtained thanks to the mineralogical and textural homogeneity of the initial sediments and thanks to the very low impact of the reclaiming, dated from the Middle Ages, on these two parameters. The sediment-to-soil evolution has mainly been governed by the desiccation-shrinkage mechanisms of the clay matrix. Thus, the soil microstructure-hydromechanical property relationships have been represented in successive clay matrix shrinkage curve-cone resistance or cohesion-hydraulic conductivity crossed diagrams [9–15]. The clay matrix behavior allows the explanation of the hydrologic functioning of the marshlands taking into account the desiccation effect of surface on the clay dominant soils and the compressibility effect on the clay dominant sediment in depth.

The two main objectives of the reclaiming have been the descending of the water table levels and the desalination of soil. Sufficient for extensive grazing grounds, the reclaiming has been completed by the drainage for the cereal cultivation from 1970. The interaction between the water table level and the soil salinity is easy to follow using the $CE_{1/5}$ profiles. These ones are characteristics of the hydraulic history of the territories. Quite invariant during the seasons, they can be explained as the result of the water table management many years ago. Moreover, they can be used to predict the crop yields.

The shift of the study from the grassland to the drained cultivated field allows the presentation of a quantitative evolution of the $CE_{1/5}$ soil profiles from the undrained to the drained lands. Thanks to the Montoroi equation [14, 20] and coupled with the moisture profiles they allow the calculation of the water salinity profiles and their evolutions during the seasons. Thus, the *in situ* tensiometer recordings and calculated water salinity can be represented taking into account the clay matrix microstructure in a W-e-pF-water salinity crossed diagram.

Finally, the soil-plant interaction can be "modeled" for the grassland and cultivated fields taking into account the location of the studied spots relative to the fresh water inlet from the peripheral limestones. The "model" is based on the shift of the "initial" available water capacity profiles of soil to the "residual" available water capacity profiles resulting from the plant growing and associated shift of the water salinity profiles. The results show the evolutions of the different associated profiles in the mesophile, mesohygrophile, and hygrophile systems from undrained to drained territories.

The method can be used to characterize the available diversity of the plants due to the different domains of water and salt stress on these territories reclaimed on fluviomarine deposits. It can be used as diagnostic tool and/or projection tool for the crop yields but also for the flora evolution due to extension of the "dry" territories against the residual "wet" territories which can be induced by different choices of hydraulic managements or by the climatic changes. In the opposite direction it can be used as projection tools for the evaluation of the eventual "dry" marsh rewetting.

References

[1] Y. Pons, A. Capillon, and C. Cheverry, "Water movement and stability of profiles in drained, clayey and swelling soils: at saturation, the structural stability determines the profile porosity," *European Journal of Agronomy*, vol. 12, no. 3–4, pp. 269–279, 2000.

[2] C. Chevallier and D. Masson, "Agriculture, conchyliculture et circulation des eaux de surface en Charente Maritime," *Aqua Revue*, no. 21, pp. 27–33, 1988.

[3] J. C. MacKinnon, "Design and management of farms as agricultural eco-systems," *Agro-Ecosystems*, vol. 2, no. 4, pp. 277–291, 1976.

[4] F. Tournade and J. B. Bouzillé, "Relations entre sol et végétation dans les prairies naturelles humides du Marais Poitevin. Mise en évidence d'un modèle d'organisation," *Science Du Sol*, vol. 29, no. 4, pp. 339–357, 1991.

[5] F. Tournade and J. B. Bouzillé, "Déterminisme pédologique de la diversité végétale d'écosystèmes prairiaux du Marais poitevin: application à la définition d'une gestion agri-environnementale," *Etude Et Gestion Des Sols*, vol. 2, no. 1, pp. 57–72, 1995.

[6] Y. Pons and A. Gerbaud, "Classification agronomique des sols de marais à partir de la relation entre sodicité et stabilité structural. Application au cas des marais de l'ouest," *Etude Et Gestion Des Sols*, vol. 12, no. 3, pp. 229–244, 2005.

[7] I. Joulie, C. Perichon, and Y. Pons, "Une typologie d'exploitations spatialisées: outil de diagnostic régional de l'agriculture," *Economie Rurale*, no. 236, pp. 16–27, 1996.

[8] W. W. Emerson, "A classification of soil aggregates based on their coherence in water," *Australian Journal of Soil Research*, vol. 5, pp. 47–57, 1976.

[9] M. Bernard, *Etude des comportements des sols de marais: evolution Minéralogique, Structurale et Hydromécanique (Marais de Rochefort et Marais Poitevin) [Thèse de Doctorat]*, Université de Poitiers, 2006.

[10] M. Bernard, P. Dudoignon, Y. Pons, C. Chevallier, and L. Boulay, "Structural characteristics of clay-dominated soils of a marsh and a palaeosol in a crossed diagram," *European Journal of Soil Science*, vol. 58, no. 5, pp. 1115–1126, 2007.

[11] M. Bernard-Ubertosi, P. Dudoignon, and Y. Pons, "Characterization of structural profiles in clay- rich marsh soils by cone resistance and resistivity measurements," *Soil Science Society of America Journal*, vol. 73, no. 1, pp. 46–54, 2009.

[12] P. Dudoignon, S. Causseque, M. Bernard, V. Hallaire, and Y. Pons, "Vertical porosity profile of a clay-rich marsh soil," *Catena*, vol. 70, no. 3, pp. 480–492, 2007.

[13] P. Dudoignon, M. Bernard-Ubertosi, and J. M. Hillaireau, "Grasslands and coastal marshes management: role of soil structure," in *Grasslands, Ecology, Management and Restore*, H. G. Schröder, Ed., Nova Science, New York, NY, USA, 2009.

[14] J. Gallier, *Caractérisation des processus d'évolution structurale et de salinité des sols de marais côtiers par mesures mécaniques et géo-électriques in situ [Thèse de Doctorat]*, Université de Poitiers, 2011.

[15] J. Gallier, P. Dudoignon, and J.-M. Hillaireau, "Microstructure—hydromechanical property relationship in clay dominant soils," in *An Introduction to the Study of Mineralogy*, C. Aydinalp, Ed., pp. 51–72, INTECH, 2012.

[16] P. Weng, F. Giraud, P. Fleury, and C. Chevallier, "Characterising and modelling groundwater discharge in an agricultural wetland on the French Atlantic coast," *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 7, no. 1, pp. 33–42, 2003.

[17] V. Mathé, *Signaux magnétiques dans les sols: potentiel de la caractérisation de la texture d'un sol par les anomalies métriques et inframétriques. Prospection dans la zone humide des marais de l'Ouest de la France [Thèse de Doctorat]*, Université de La Rochelle, 2003.

[18] D. Righi, B. Velde B, and A. Meunier, "Clay stability in clay-dominated soil systems," *Clay Minerals*, vol. 30, no. 1, pp. 45–54, 1995.

[19] M. H. Waxmann and L. J. M. Smits, "Electrical conductivities in oil-bearing shaly sands," *Journal of the Society of Petroleum Engineering*, vol. 8, pp. 107–120, 1968.

[20] J. P. Montoroi, "Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux du sol—Application à un sol sulfaté acide salé de Bassa-Casamance (Sénégal)," *Etude et Gestion Des Sols*, vol. 4, pp. 279–298, 1997.

[21] B. Anongba, *Identification du système hydrogéologique des formations quaternaires et callovo-oxfordiennes du Marais Poitevin par approche couplée minéralogique hydrodynamique et géochimique [Thèse de Doctorat]*, Université de Poitiers, 2007.

[22] C. Mathieu and F. Pieltain, *Analyse physique des sols, Méthodes Choisies*, TEC & DOC, Paris, France, 1998.

[23] D. Baize and B. Jabiol, *Guide Pour la Description des Sols*, INRA, 1995.

[24] W. J. Rawles and D. L. Brakensiek, "Estimating soil water retention from soil properties," *Journal of the Irrigation & Drainage Division*, vol. 108, no. 2, pp. 166–171, 1982.

[25] J. Biarez, J. M. Fleureau, M. I. Zerhounil, and B. S. Soepandji, "Variation de volume des sols argileux lors de cycles de drainage—humidification," *Revue Française de Géotechnique*, vol. 41, pp. 63–71, 1987.

[26] P. Dudoignon, D. Gélard, and S. Sammartino, "Cam-clay and hydraulic conductivity diagram relations in consolidated and sheared clay-matrices," *Clay Minerals*, vol. 39, no. 3, pp. 267–279, 2004.

Publications

ARTICLES PUBLIES DANS DES REVUES INTERNATIONALES

- **R.T. RADIMY**, P. DUDOIGNON, L. CANER, J-M. HILLAIREAU. 2015. Moisture and salinity profiles on silty-clay shallow ground water: consequences on Plant Available Water Profiles in Coastal Marshes. (Soumis au Journal of Soils and Sediments).

- **R.T. RADIMY**, P. DUDOIGNON, J-M. HILLAIREAU, L. CANER. 2014. Evapotranspiration – soil structure relationship in West marshes of France. Journal of Water Resource and Protection, Scientific. pp. 821-840. DOI:10.4236/jwarp.2014.69078

- **R.T. RADIMY**, P. DUDOIGNON, J-M. HILLAIREAU, E. DEDOUTE. 2013. Polder effects on Sediment-to-Soil Conversion: Water Table, Residual Available Water Capacity, and Salt Stress Interdependence. The Scientific World Journal, Volume 2013, Article ID 451710, 20 pages. http://dx.doi.org/10.1155/2013/451710

COMMUNICATIONS CONGRES AVEC ACTES

- **R.T. RADIMY** and DUDOIGNON P., 2015. Hydro-mechanical properties of clay dominated soils of coastal marshland: arguments for environmental modeling. SUSTAIN Year of Soils 2015, 23-26 September 2015- Kiel (Allemagne).

- **R.T. RADIMY**, DUDOIGNON P. and CANER L., 2015. State paths of clay dominated soils of coastal marshland : scale effect and hydrodynamic behavior. WMESS 2015, 7-11 September 2015- Prague (Czech Republic).

- **R.T. RADIMY**, DUDOIGNON P., CANER L., UDDIN I., 2015. Influence de la microstructure des sols argileux sur les profils de stress hydrique et stress salin dans les marais côtiers. 13ème Colloque du GFA. 19-21 mai, Clermont-Ferrand.

- MERCKX B., **RADIMY R.T**., MERTZ J.D., DUDOIGNON P., 2013. Mesure de la conductivité thermique en surface par la méthode du fil chaud : application aux pierres de bâti ancien et aux sols argileux. 38ème journée du GFHN Poitiers. 18-21 novembre, Poitiers.

- **R.T. RADIMY**, DUDOIGNON P., HILLAIREAU J.M., 2012. Potentiel matriciel, microstructure et salinité dans les sols de marais. 50 ans de l'Orgeval et 37ème journée du GFHN 2012. 20-23 novembre, Paris.

POSTERS CONGRES AVEC ACTES

- **R.T. RADIMY**, DECHIRON B., DUDOIGNON P., HEDAN S., 2015. Mesure et modélisation de conductivité thermique sur les roches et les sols argileux. 40ème journées scientifiques du GFHN. Marne la Vallée. 24-25 novembre 2015.

- **R.T. RADIMY,** DUDOIGNON P., HILLAIREAU J-M., 2013. Interaction croissance-sénescence du maïs et évolution RU résiduelle/ profil de salinité de sols : site expérimental INRA de St Laurent de la Prée. 38ème journée du GFHN Poitiers. 18-21 novembre, Poitiers. (***Prix du meilleur poster***)

- **R. T. RADIMY**, DUDOIGNON P., HILLAIREAU J-M., DEBOUTE E., 2013. Effet de la poldérisation sur les profils de RU et de salinité en marais côtiers. 38ème journée du GFHN Poitiers. 18-21 novembre, Poitiers.

POSTERS CONGRES SANS ACTES

- MERCKX B., DUDOIGNON P., GARNIER J-P., **RADIMY R.T**., 2013. Mesure de la conductivité thermique par la méthode du fil chaud : Application aux géo-matériaux. Journée « Le Chanvre dans le bâtiment ; la réponse sur ses performances ». 23 mai ENSI Poitiers.

- **R.T. RADIMY**, DUDOIGNON P., HILLAIREAU J.M., 2012. Mécanisme d'évolution structurale des sols des marais : quantification des stress hydriques et stress salin. Journée Santé – Environnement. Université de Poitiers.

RAPPORTS DE RECHERCHE

- DUDOIGNON P., CANER L., **RADIMY R.T**., 2015. Caractérisation et évolution temporelle des structures des sols argileux à tourbeux pour le suivi de la biodiversité dans le marais Poitevin. Convention Université de Poitiers - Etablissement Public du Marais Poitevin.

- **R.T. RADIMY**, DUDOIGNON P., 2014. Assistance à la recherche sur l'imprégnation de supports d'études dans le but de réaliser des analyses microstructurales des sols argileux à fortes teneurs en eau. Rapport HydrASA -ENSI Poitiers. Convention Université Poitiers - ERM. 44 pages.

- DUDOIGNON P., MERCKX B., **RADIMY R.T**., 2013. Etude des relations entre microstructures et propriétés de transferts thermiques et hydriques au sein de géo-matériaux: sols argileux, bâtis anciens et bétons de chaux-chanvre. Rapport final 2013, Convention THT Géomat - Université de Poitiers - Conseil Régional Poitou-Charentes. 64 pages.

- DUDOIGNON P., MERCKX B., **RADIMY R.T**., 2012. Etude des relations entre microstructures et propriétés de transferts thermiques et hydriques au sein de géo-matériaux: sols argileux, bâtis anciens et bétons de chaux-chanvre. Rapport d'avancement 2012, Convention THT Géomat - Université de Poitiers- Conseil Régional Poitou-Charentes. 68 pages.

RESUME

Les marais de l'Ouest ont été gagnés sur les sédiments fluvio-marins par poldérisation. Le développement récent des cultures intensives a nécessité un rabaissement complémentaire de la nappe par drainage pour augmenter la désalinisation de surface et limiter l'engorgement des sols. Néanmoins, ces territoires restent caractérisés par des nappes proches de la surface. D'autre par la nature argileuse des sols et ses propriétés de retrait conditionnent énormément le fonctionnement hydrodynamique et les évolutions de structure.

La première partie du travail a été de suivre les évolutions des profils hydriques et de salinité en parcelles non drainées et en parcelles drainées. Ces suivis ont été complétés par les mesures des niveaux de nappes et par des mesures tensiométriques à différentes profondeurs. L'objectif a été de calculer et modéliser les profils de réserve utile résiduelle (RUres) utilisable par les plantes. La teneur en eau caractéristique de l'interface zone non saturée-zone saturée a été déterminée par analogie entre les chemins d'état de la matrice argileuse le long de sa courbe de retrait et du sol le long de sa courbe de compaction. Finalement, cette modélisation des RUres reste suffisamment réaliste pour être utilisée comme un outil prédictif face à la pédodiversité et/ou les rendements de culture.

A ce travail s'ajoutent la mesure des conductivités thermiques effectives des sols non saturés, et l'élaboration d'un protocole d'imprégnation-polymérisation des sols argileux humides par des résines de type HEMA.

Mots clés : sols argileux, marais côtiers, drainage, remontées capillaires, évapotranspiration, réserve utile, stress hydrique, stress salin, modélisation.

ABSTRACT

The coastal marshlands have been reclaimed on primary fluvio-marine sediments by polderization. For the intensive cereal crops the slow drying caused by land reclamation was recently improved by the drainage, in part for increase the depth of desalinization and decrease waterlogging. Nevertheless, these territories remain characterized by shallow ground water of initial salt water. Moreover, the clay dominated nature of the soils and their drastic shrinkage properties govern the hydrodynamic functioning and the soil structure behavior.

The first part of the work was the monitoring of the hydric and salinity profiles in drained and undrained fields. These measurements have been completed by the ground water level and tensiometric monitoring. The goal was the calculation and modeling of the plant available water (PAW) profiles. The interface between the vadose and saturated zone was determined by comparison between the clay material state paths along its shrinkage and along its compaction curve. Finally, the PAW modelling remains sufficiently realistic to be used as a tool for farming management.

Two preliminary studies were added to this work, the measurement of effective thermal conductivity of unsaturated clayey soils, and the elaboration of an impregnation - hardening protocol for wet clay dominated soils by HEMA resins.

Keywords: clay dominated soils, coastal marshlands, drainage, capillarity rise, evapotranspiration, Plant Available Water, hydric stress, salt stress, modeling.