



HAL
open science

Evaluation des propriétés hydriques de sols de Bretagne grâce à un indice spectral proche infrarouge. Pertinence régionale et objectivation de l'impact des pratiques agricoles

Inès Soltani

► To cite this version:

Inès Soltani. Evaluation des propriétés hydriques de sols de Bretagne grâce à un indice spectral proche infrarouge. Pertinence régionale et objectivation de l'impact des pratiques agricoles. Sciences du Vivant [q-bio]. AGROCAMPUS OUEST, 2019. Français. NNT: . tel-02788409

HAL Id: tel-02788409

<https://hal.inrae.fr/tel-02788409>

Submitted on 5 Jun 2020

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

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

THESE DE DOCTORAT DE

AGROCAMPUS OUEST

Comue Université Bretagne Loire

Ecole Doctorale n° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Inès SOLTANI

Evaluation des propriétés hydriques de sols de Bretagne grâce à un indice spectral proche infrarouge

Pertinence régionale et objectivation de l'impact des pratiques agricoles

Thèse présentée et soutenue à Agrocampus Ouest Rennes, le 19 Mars 2019

Unité de recherche: UMR Agrocampus Ouest-INRA: Sol Agro et hydrosystème Spatialisation (SAS)

Thèse N° : 2019-6 – H-108

Rapporteurs avant soutenance :

Bernard Barthès
Zohra Lili Chabaane

Ingénieur de recherche, IRD, UMR ECO&SOL, Montpellier
Professeure, INAT, Tunis (Tunisie)

Composition du Jury :

Président : Christian Walter
Examineurs : Abdul Mouazen
Emmanuelle Vaudour

Professeur, Agrocampus Ouest, UMR SAS, Rennes
Professeur, Université de Gand, Gand (Belgique)
Maître de conférences, AgroParisTech, UMR ECOSYS, Grignon

Dir. de thèse : Christophe Cudennec
Co-encadrant de thèse : Youssef Fouad

Professeur, Agrocampus Ouest, UMR SAS, Rennes
Maître de conférences, Agrocampus Ouest, UMR SAS, Rennes

إهداء

إلى أمي...دومًا
إلى من هي في الحياة حياة
إليك ينحني الحرف حبًا وامتنان
عسى كلماتي تلمس روحك حيث أنتِ...
إليك أمي...وعليك السلام

« عابرة سبيل هي الحقيقة...
ولا شيء يستطيع أن يعترض سبيلها »
إيميل زولا

Remerciements

Je ne pourrai archiver ce document sans inclure mes remerciements les plus sincères à toutes les personnes qui ont contribué à me faire avancer dans cette aventure. Ce travail de thèse a été une véritable chance dans ma vie, pour mon épanouissement personnel et professionnel à travers l'étude d'un sujet qui me tient à cœur, que j'ai vu naître, que j'ai fait grandir, et qui se trouve aujourd'hui abouti. Merci, pour toutes les nouvelles connaissances et les expériences que j'ai acquises pendant ces dernières années. Je repartirai avec de beaux souvenirs.

D'abord, je tiens à remercier mes trois encadrants de thèse, qui m'ont pris sous leurs ailes et m'ont aidée à grandir au cours de travail : Christophe Cudennec, Youssef Fouad et Didier Michot. Christophe, je te remercie d'avoir accepté de diriger cette thèse et pour l'attention que tu as apportée à mon travail. Je te remercie car bien que tu sois très pris, tu as toujours pris le temps nécessaire pour nos réunions. Je te suis reconnaissante pour la confiance que tu m'as accordée, les conseils que tu m'as apportés, l'intérêt et la patience dont tu as témoigné en suivant et en guidant ce travail. Ce travail n'aurait pu être mené à bien sans l'aide précieuse que tu n'as cessé de m'apporter. Youssef, je te remercie de m'avoir suivie continuellement avec bienveillance et rigueur scientifique. Je pense que tu as été aux premières loges pour me voir évoluer dans mon projet tout en m'accompagnant dans la bonne direction. Je te remercie pour ton soutien inconditionnel personnel et professionnel, ta compréhension, tes précieux conseils et ta confiance témoignée tout au long de ce travail. Tu as toujours su être présent et me donner confiance en moi lorsque j'en manquais. Sans même avoir à te le dire, tu as perçu mes moments de doute, et tu as toujours su me redonner l'entrain nécessaire. Merci de ne m'avoir jamais laissée sortir de ton bureau sans un sourire aux lèvres et un millier d'idées. Enfin Didier, je te remercie d'avoir suivi de près mes analyses et encadré mes réflexions parfois embrouillées. Merci pour nos discussions toujours passionnantes, tes précieux conseils et orientations que tu m'as prodigués tout au long de l'élaboration de cette thèse. Tu as été souvent le premier à corriger mon travail et je te remercie pour ton encouragement et de m'avoir toujours accueillie avec le sourire. Je vous remercie tous les trois, pour toute l'expérience que vous m'avez fait partager, les connaissances acquises et l'ouverture scientifique à laquelle vous m'avez permis d'accéder ; j'ai appris beaucoup grâce à vous. Je suis heureuse d'avoir débuté à vos côtés.

Mes remerciements vont aussi aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont manifesté à l'égard de ce travail de recherche. En acceptant de présider le jury de soutenance, Christian Walter m'a fait un honneur auquel je suis très sensible. Je tiens à lui exprimer ici ma gratitude. Je remercie très sincèrement Zohra Lili Chaabaane et Bernard Barthès, qui ont accepté d'être rapporteurs de ce travail, pour leur lecture attentive du manuscrit. J'ai été également très sensible à la présence de Emmanuelle Vaudour et Abdul Mouazen qui ont bien voulu participer à ce jury en qualité d'examinateur. J'en suis très honorée.

Je tiens aussi à remercier les institutions responsables du financement de ma thèse, le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique de la Tunisie pour la bourse de thèse qui m'a été accordée et Agrocampus Ouest qui a contribué au financement de la thèse avec un complément de bourse.

Mes vifs remerciements vont également à toute l'équipe de l'UMR SAS pour l'accueil agréable et les conditions de travail privilégiées qui m'ont été offertes. Cela m'a permis d'enrichir mon expérience scientifique et humaine à travers les différents échanges et rencontres.

Mon sujet de thèse, qui présente une forte composante expérimentale, s'est déroulé au sein du site expérimental de EFELE. Je tiens à remercier tout le personnel technique qui a participé à la gestion et à la conduite du site. Merci particulièrement à Thierry Morvan et Florian Gaillard de m'avoir permis l'accès au site et pour l'assistance des travaux sur le terrain. Durant ma thèse j'ai aussi travaillé sur des échantillons de sol de la base des sols de Bretagne. Merci à Christian Walter et

Blandine Lemercier qui m'ont permis de travailler sur la base des données « Sols de Bretagne » et qui ont également si souvent répondu à mes questions. Merci à Sebastien Vincent avec qui j'ai souvent échangé et qui a dû prendre sur son temps pour rassembler les données à m'envoyer.

J'exprime toute ma gratitude aux nombreuses personnes qui ont pris part aux expérimentations sur le terrain et au laboratoire ainsi qu'au traitement des données. Trois ans de caractérisation des propriétés physiques et hydriques des sols n'auraient pas été possibles sans votre investissement. Un grand merci à Pascale Bréger, Rémy Dubois et Pascal Pichelin.

J'ai eu la chance d'être chaleureusement accueillie au sein d'une équipe dynamique et très humaine, que je souhaite remercier pour tout le soutien dont j'ai bénéficié. Un grand merci à toute l'équipe PSN pour votre bonne humeur et pour toutes les discussions enrichissantes. Merci pour les nombreuses pauses café souvent gourmandes, les pots d'anniversaires, les repas ensemble « midi pizza », les conversations dans les couloirs et à la cafète...

Pendant mes années de doctorat, j'ai pu travailler dans un cadre particulièrement agréable, grâce à mes collègues de bureau qui m'ont apporté à un moment ou à un autre, aide, conseil et amitié. Je pense particulièrement à Stéphane Ecrepont et Hugo Le Lay pour leur amitié dont je garderai de très beaux souvenirs. On a toujours pu échanger, libérer les tensions que l'on avait du fait de nos thèses ou de la vie de tous les jours. Merci spécialement pour m'avoir intégrée dans votre vie, chacun à sa manière... en faisant du vélo, la danse bretonne, le marché des Lices, des soirées de travail, en regardant des films, en partageant des repas ou pendant les longues soirées de discussion avec des « seaux », ... Merci d'avoir l'esprit ouvert et la patience pour répondre souvent positivement à ma fameuse question « voulez-vous du chocolat ? », merci pour tous les moments partagés et d'avoir égayé mes journées. En quelques mots, tout allait mieux, c'est une chance d'avoir pu avancer ensemble.

Ces remerciements ne seraient pas complets sans une pensée spéciale pour mon amie Sana Bacha qui a été un pilier dans ma vie et dans ma thèse pendant ces trois ans. Il y a des événements dans la vie qui peuvent rendre une amitié immuable ; la nôtre a commencé dans la joie, et est devenue incassable dans la douleur. Merci de m'avoir soutenue et encouragée, merci d'être là pour m'écouter, que ce soit pour me rassurer, pour répondre à mes innombrables questions, pour nous plaindre ou rire ensemble, merci d'être toujours disponible durant les moments les plus difficiles et pour m'avoir changé les idées quand j'en avais besoin...

Bien évidemment, mes remerciements s'adressent aussi à tous mes amis qui ont été là pour m'encourager et me permettre de souffler un peu. De façon non exhaustive, je voudrais adresser un affectueux « شكرا, merci, grâces, obrigado » à Imen, Silvia, Youssra, Gustavo, Souraya, Marwa et Anis pour leur amitié. J'ai toujours pu compter sur vous au cours de ma thèse et je ne vous en remercierai jamais assez!

Il est difficile de n'oublier personne et je pourrais me contenter de remercier toute personne ayant contribué de près ou de loin au bon déroulement et à l'aboutissement de cette recherche.

Enfin ma reconnaissance va à celles et ceux qui ont plus particulièrement assuré le soutien affectif de ce travail : ma famille, mon plus grand point de repère. Merci à mon père Kamel et ma sœur Imen pour leur amour et qui toujours été là, que ce soit pour les bons ou les mauvais moments. Je remercie tout spécialement mon oncle Sofiane de m'avoir soutenue avec bienveillance, je te dois énormément. Merci également à Rouadha de m'avoir autant supportée quotidiennement et qui m'a toujours encouragée. Un grand merci à mes grands-parents Tounes et El Hedi qui ont toujours été là pour moi. Merci pour leur amour et la bonne éducation qu'ils se sont toujours efforcés de m'inculquer. Leurs valeurs, leur rôle et leur importance sont immenses et inestimables.

Comme quoi, le sol ça apporte bien plus qu'on ne pourrait le penser! A tous, encore MERCI.

Communications et publications

Communications orales

Soltani I., Fouad Y., Michot D., Breger P., Dubois R., Pichelin P. and Cudennec C. ; Near infrared index to assess the effect of soil tillage and fertilizer on soil water content; European Geosciences Union (EGU); 23 – 28 Avril 2017; Vienne (Autriche).

Soltani I., Fouad Y., Michot D., Breger P., Dubois R., Pichelin P. and Cudennec C.; Near infrared index to assess soil texture and carbon content effects on soil hydrodynamic properties; Pedometrics; 26 Juin – 1 Juillet 2017; Wageningen (Pays-Bas).

Soltani I., Fouad Y., Michot D., Breger P., Dubois R., Pichelin P. and Cudennec C. ; Evaluation des effets de la texture et du carbone organique sur les propriétés hydrodynamiques des sols par spectrométrie proche infrarouge ; 42 èmes Journées Scientifiques du GFHN ; 28-29 Novembre 2017 ; Lyon (France).

Soltani I., Fouad Y., Michot D., Breger P., Dubois R., Pichelin P. and Cudennec C. ; A new soil water spectral index to assess the effects of soil tillage on soil water content; International Conference on Soil Sciences(ICOSS); 17-19 Mars 2018; Hammamet (Tunisie).

Posters

Michot D., Fouad Y., Pichelin P., Viaud V., Soltani I. and Walter C.; Soil organic carbon content assessment in a heterogeneous landscape: comparaison of digital soil mapping and visible-near Infrared spectroscopy approaches; European Geosciences Union (EGU); 23 – 28 Avril 2017; Vienne (Autriche)

Soltani I., Fouad Y., Michot D., Breger P., Dubois R., Pichelin P. and Cudennec C. ; A new soil water spectral index to assess the effects of soil tillage on soil water content; 21st ISTRO international conference; 24-27 Septembre 2018; Paris (France).

Publications

Soltani I., Fouad Y., Michot D., Bréger P., Dubois R., Cudennec C. 2019. A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content. *European Journal of Soil Science*, **70**, 151–161, <https://doi.org/10.1111/ejss.12725>.

Soltani, I., Fouad, Y., Michot, D., Pichelin, & Cudennec, C. 2019. Relevance of a near infrared index for assessing tillage and fertilization effects on soil water retention properties. *Soil and Tillage Research*. Soumis en Janvier 2019.

Résumé

Titre : Evaluation des propriétés hydriques de sols de Bretagne grâce à un indice spectral proche infrarouge—Pertinence régionale et objectivation de l’impact des pratiques agricoles.

La complexité remarquable du sol et son importance pour un large panel de services écosystémiques présentent des défis majeurs pour évaluer les processus pédologiques. En dépit des progrès importants accomplis au cours des cinquante dernières années dans la caractérisation des propriétés hydriques, les méthodes analytiques demeurent coûteuses et chronophages. La spectroscopie proche infrarouge (SPIR) a été largement utilisée comme technique rapide, non destructive et peu coûteuse pour prédire différentes propriétés du sol y compris la teneur en eau. Toutefois, moins d’attention a été accordée à l’évaluation des propriétés hydriques et leurs variations en fonction des propriétés physiques du sol. L’objectif principal de ce travail est d’analyser la validité et la pertinence de la SPIR dans l’évaluation des propriétés hydriques et leur relation avec les caractéristiques du sol. Dans cette étude nous nous sommes focalisés sur la largeur à mi-hauteur de la bande d’absorption proche de 1920 nm pour identifier un nouvel indice spectral, noté SWSI pour caractériser l’état hydrique du sol. Nos résultats montrent une relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau du sol ($R^2 > 0.9$). Ils ont montré aussi que SWSI est pertinent pour étudier les effets de la texture, de la teneur en carbone organique et des pratiques agricoles sur les propriétés de rétention en eau du sol. En outre, en utilisant les paramètres de cette relation linéaire, nous proposons une nouvelle approche pour caractériser les propriétés hydriques et la qualité physique des sols. En comparaison avec des méthodes classiques, l’approche par SPIR conduit donc à une évaluation meilleure ou similaire des propriétés hydriques et de la qualité physique du sol.

Mots clés : Spectrométrie proche infrarouge, indice SPIR, type de sol, pratiques agricoles, rétention de l’eau, qualité physique des sols

Abstract

Title: Evaluating the hydraulic properties of Brittany's soils using a near-infrared spectral index—Regional relevance and objectification to the impact of agricultural practices.

The remarkable complexity of soil and its importance for a wide range of ecosystem services present major challenges to the assessment of soil processes. Although major progress in characterizing water retention properties has occurred in the last fifty decades, analytical methods remain costly and time-consuming. Near infrared spectroscopy (NIRS) has been widely used as a rapid, non-destructive and cost-effective technique to predict different soil properties, including soil water content. However, less attention has been paid to assessing soil water retention properties and its variations depending on soil physical properties. The main objective of this work is to analyze the relevance and accuracy of NIRS for assessing soil water retention properties as they are related to soil characteristics. In this study, we focused on the full width at half maximum of the absorption band near 1920 nm to identify a new NIRS index (Soil water spectral index, SWSI) which can be used to characterize the soil water retention properties. Our results show a linear relation between SWSI and soil water content ($R^2 > 0.9$). They also shown that SWSI to be relevant to study the effects of texture, organic carbon content and agricultural practices on soil water retention properties. Furthermore, using the parameters (slope and intercept) of this linear relation, we propose a new approach to characterize water retention properties and physical quality of soils. Therefore, NIRS approach performs better or similar in assessing soil water retention properties and soil quality compared to conventional methods.

Keywords: Near infrared spectroscopy, NIRS index, soil type, agricultural practices, water retention, soil physical quality.

الملخص

العنوان: تقييم الخصائص المائية للتربة في "بريتاني" باستخدام مؤشّر للأشعة القريبة من تحت الحمراء: الأهمية الإقليمية والموضوعية في تقييم أثر الممارسات الزراعية.

تُعتبر التربة مزيجاً منوعاً من المركبات العضوية والمعدنية المختلفة. نظراً لتركيبها المعقدة وأهميتها في توفير عدد هام من الخدمات البيئية، تتشكل تحديات كبيرة في تقييم وتوصيف خصائصها. بالرغم من التطور المهم الذي حصل في الخمس عقود الأخيرة، إلا أنّ الأساليب التحليلية لتقييم الخصائص المائية للتربة لازالت مكلفة وتستغرق الكثير من الوقت. يستخدم التحليل الطيفي للأشعة القريبة من تحت الحمراء على نطاق واسع باعتباره أسلوباً غير مكلف مادياً ويسمح بتقدير خصائص التربة المختلفة بما في ذلك الرطوبة دون المساس بها أو إتلافها. ومع ذلك، تم إيلاء اهتمام أقل لتقييم خواص المياه وتغيراتها وفقاً للخصائص الفيزيائية للتربة. غايتنا الأساسية من هذا العمل هي التحري حول مدى قدرة وأهمية التحليل الطيفي للأشعة القريبة من تحت الحمراء على تقييم الخصائص المائية للتربة وعلاقتها بالخصائص الأخرى للتربة. ركزنا في هذه الدراسة على العرض في منتصف عمق شريط الامتصاص القريب من 1920 نانومتر لتحديد مؤشّر طيفي جديد لوصف حالة المياه داخل التربة. أظهرت نتائجنا علاقة خطية واضحة بين المؤشّر الطيفي ومحتوى الماء في التربة. إضافة إلى ذلك فالمؤشّر الطيفي ملائم لدراسة تأثيرات بنية التربة، محتوى الكربون العضوي والممارسات الزراعية على الخصائص المائية للتربة. فنقترح إذن طريقة جديدة لتوصيف الخصائص المائية والجودة الفيزيائية للتربة باستخدام ثوابت هذه العلاقة الخطية. إذ مقارنةً بالطرق التقليدية، نستنتج أن التحليل الطيفي للأشعة القريبة من تحت الحمراء يؤدي إلى تقييم مشابه أو أفضل، للخصائص المائية والجودة الفيزيائية للتربة من حيث دقة النتائج والريح في الوقت والتكلفة.

الكلمات المفتاحية: التحليل الطيفي للأشعة القريبة من تحت الحمراء، مؤشّر طيفي، نوع التربة، الممارسات الزراعية، الخصائص المائية، الجودة الفيزيائية للتربة

Table des matières

Remerciements	iii
Communications et publications	v
Résumé	vi
Abstract	vii
الملخص	viii
Table des matières	ix
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xvii
Liste des annexes	xix
Glossaire des abréviations	xx
Introduction générale	1
1. Contexte général	1
2. Objectifs	4
3. Organisation du document	6
Chapitre I- Etat de l'art	7
I. 1. Introduction	7
I. 2. Rappels de physique des sols	8
I. 2. 1. Texture du sol	8
I. 2. 2. Structure du sol	9
I. 2. 3. Porosité et distribution de la taille des pores	12
I. 2. 4. Différentes expressions de la teneur en eau du sol	13
I. 2. 5. Potentiel de pression de l'eau du sol	14
I. 3. Propriétés hydriques du sol en milieu non saturé	14
I. 3. 1. Régime hydrique et état de l'eau dans le sol	14
I. 3. 2. Courbe de rétention hydrique du sol	15
I. 3. 3. Paramétrisation des propriétés hydriques du sol	17
I. 4. Facteurs influençant les propriétés hydriques des sols agricoles	18
I. 4. 1. Carbone organique et texture	18
I. 4. 2. Travail du sol	20
I. 4. 2. 1. Effets à court terme	21
I. 4. 2. 2. Effets à long terme	22
I. 5. Mesure et estimation des propriétés hydriques du sol	23
I. 5. 1. Méthodes conventionnelles	23
I. 5. 2. Méthodes de prédiction et de modélisation mathématique	24
I. 6. Spectroscopie visible et proche infrarouge des sols	25
I. 6. 1. Principe	26
I. 6. 2. Performance de prédiction des propriétés des sols	28
I. 6. 2. 1. Propriétés hydriques du sol	28
I. 6. 2. 1. Teneur en CO du sol	29
I. 6. 2. 2. Texture et composition minéralogique du sol	29
I. 6. 2. 3. Autres propriétés du sol	30
I. 6. 3. Vers l'étude des facteurs influençant les propriétés hydriques par SPIR	31
Chapitre II– Matériels et méthodes	33
II. 1. Description des sites d'étude	33
II.1.1. Localisation et contexte pédoclimatique	33
II.1.2. Contexte agronomique et scientifique	36

II.1.3. Echantillonnages réalisés	37
II.1.3.1. Echantillonnage spatial	37
II.1.3.2. Echantillonnage dans un site expérimental : EFELE	40
II. 2. Méthodes	44
II.2.1. Démarche générale	44
II.2.2. Conditionnement et préparation des échantillons de sol	45
II.2.3. Caractérisation des propriétés des sols au laboratoire	46
II.2.3.1. Courbe de rétention	46
II.2.3.1.1. Table à succion	47
II.2.3.1.2. La presse de Richards	47
II.2.3.2. Teneur en eau du sol	48
II.2.3.3. Densité apparente et porosité totale	48
II.2.3.4. Distribution de la taille des pores: Loi de Jurin	50
II.2.3.5. Analyses des propriétés physico–chimique des sols	51
II.2.3.5.1. Distribution des tailles de particules	51
II.2.3.5.1. Teneur en carbone organique	52
II.2.3.6. Qualité physique des sols : Indice de Dexter (S_{Dexter})	53
II.2.4. Spectrométrie visible et proche infrarouge	55
II.2.4.1. Acquisition des spectres de réflectance des sols	55
II.2.4.2. Prétraitements des spectres	56
II.2.5. Analyses statistiques	57
II.2.5.1. Régression linéaire par moindres carrés	58
II.2.5.2. Analyse en composante principale (ACP)	58
II.2.5.3. Classification ascendante hiérarchique (CAH)	59
II.2.5.1. Classification par la méthode des nuées dynamiques (k-means)	60
II.2.5.1. Corrélation Pearson et Spearman	60
II.2.5.1. Analyse des variances (ANOVA)	61
Chapitre III– Proposition d’un nouvel indice spectral de l’eau du sol (SWSI)	63
III. 1. Introduction	63
III. 2. Résumé de l’étude	65
A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content	66
Summary	66
1. Introduction	67
2. Materials and methods	68
2. 1. Soil dataset	68
2. 2. The SWC measurements at different pressure heads	70
2. 3. Spectral scanning and spectral treatments	70
2. 4. A new soil water spectral index (SWSI)	70
2. 5. Statistical analyses	71
3. Results and discussion	71
3. 1. Soil properties	71
3. 2. Variation in soil spectral reflectance with soil texture and SOC content	72
3. 3. Variation in soil spectral reflectance with SWC	73
3. 4. The SWC versus SWSI	75
3. 5. Correlation between soil physical properties and parameters of the linear relation	77
3. 6. A new approach for comparing hydrodynamic properties of soils	78
3. 7. Intercept and AvS as a quality index of soil structure	80
4. Conclusion	81
III. 3. Conclusion	85
Chapitre IV– Evaluation de la qualité physique des sols par SPIR	86
IV. 1. Introduction	86
IV. 2. Propriétés physiques et hydriques des sols	87

IV. 2. 1. Densité apparente	87
IV. 2. 2. Distribution de la taille des pores	90
IV. 2. 3. Eau utilisable ou réserve utile (RU)	92
IV. 3. Qualité physique du sol	94
IV. 3. 1. Densité apparente indicatrice du degré de compaction des sols	94
IV. 3. 2. La teneur en carbone organique	95
IV. 3. 3. Indice de stabilité structurale	96
IV. 3. 4. Indice de Dexter	96
IV. 4. Evaluation de la qualité physique des sols par SPIR	101
IV. 4. 1. Relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau	101
IV. 4. 2. Estimation de la teneur en eau à saturation	105
IV. 4. 3. Analyse des corrélations	107
IV. 4. 4. Le plan de lecture des propriétés hydriques du sol (I_{SWSI} , AvS_{SWSI})	108
IV. 5. Performances de l'indice SWSI	113
IV. 5. 1. Effets de l'humidité sur la réflectance du sol	114
IV. 5. 2. Indice spectral de différence normalisée de CR1440 et CR1920 (NDWSI)	116
IV. 6. Conclusion	121
Chapitre V– Etude des impacts de pratiques agricoles avec l'indice SWSI	124
V. 1. Introduction	124
V. 2. Résumé de l'étude	125
Relevance of a near infrared index for assessing tillage and fertilization effects on soil water retention properties	127
1. Introduction	128
2. Materials and methods	129
2. 1. Experimental site and tillage systems	129
2. 2. Assessment of effects of agricultural practices on soil hydraulic properties	130
2. 2. 1. Conventional approach based on soil physical and chemical properties	130
2. 2. 2. Alternative approach with spectral measurements	131
2. 3. Statistical analysis	132
3. Results	133
3. 1. Soil organic carbon content and bulk density	133
3. 2. Soil water retention characteristics	134
3. 3. Pore-size distribution	136
3. 4. Soil structure and soil quality	137
3. 5. Using SWSI to assess soil tillage and fertilizer impacts	138
3. 6. Correlation between soil physical properties and the AvS and intercept	141
4. Discussion	142
4. 1. Impacts on soil organic carbon content	142
4. 1. Impacts on bulk density	142
4. 2. Impacts on pore-size distribution	142
4. 3. Impacts on soil water retention properties	143
4. 4. Impacts on soil structure quality	144
4. 5. Utility of SWSI for evaluating soil tillage impacts on SWR properties	144
5. Conclusion	145
V. 3. Conclusion	150
Chapitre VI– Etude de courbe caractéristique de rétention en eau avec l'indice SWSI	152
VI.1. Introduction	152
VI.2. Caractérisation du jeu des données	153
VI.2.1. Effets de l'humidité sur la réflectance du sol	153
VI.2.2. Variabilité de l'indice spectral SWSI en fonction du potentiel de pression de l'eau dans le sol	155
VI.2.3. Analyse en composantes principales (ACP) des états hydriques des sols	156
VI.3. Effets des pratiques agricoles, de la texture et de la teneur en CO sur la relation $\theta(h)$	158

VI.3.1. Effets des pratiques agricoles	158
VI.3.2. Effets de la texture et de la teneur en CO	159
VI.2.1. Ajustement de la courbe $\theta(h)$ au modèle de Van Genuchten (1980)	160
VI.4. Vers l'ajustement de la courbe de rétention en eau par SPIR	162
VI.4.1. Courbe caractéristique en eau basée sur l'indice spectral SWSI (h)	162
VI.4.2. Estimation de la teneur en eau à saturation (θ_s)	163
VI.4.3. Estimation de la saturation effective (S_e)	165
VI.4.4. Estimation des équivalents des deux paramètres empiriques de VG n et α	167
VI.5. Conclusion	169
Conclusion générale	170
1. Rappel des objectifs	170
2. Synthèse des résultats obtenus	170
3. Perspectives	173
Références bibliographiques	175
Annexes	193

Liste des figures

Chapitre I- Etat de l'art

Figure I- 1. Courbe de rétention en eau d'un sol (sableux et argileux) selon Musy and Soutter (1991).	16
---	----

Chapitre II- Matériels et méthodes

Figure II- 1. Carte des types de sols les plus fréquents en Bretagne.....	34
Figure II- 2. Carte des textures dominantes (a) et des teneurs en carbone organique (b).	35
Figure II- 3. Part de la superficie agricole utile en Bretagne en 2017 (Source:Agreste (2018), Draaf Bretagne, Registre Parcellaire Graphique (RPG)).....	36
Figure II- 4. Localisation des sites d'échantillonnage des 26 sols étudiés sur la carte géologique de Bretagne (France) : 13 échantillons d'horizons A étudiés au Chapitre III et 13 échantillons d'horizons profonds étudiés au Chapitre IV.....	38
Figure II- 5. Classes de texture des 26 échantillons de sol étudiés prélevés dans des horizons A (a) et des horizons profonds non A (b) selon le système de classification des textures 'GEPPA' (Groupe d'Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée).	39
Figure II- 6. Implantation des deux essais d'EFELE sur la parcelle du domaine du Lycée agricole de Le Rheu.	41
Figure II- 7. Plan de répartition des essais TS/MO et PROs du site expérimental EFELE.....	42
Figure II- 8. Diagramme synoptique de la démarche générale d'acquisition et de traitement des données.....	44
Figure II- 9. Conservation des blocs de sols dans une chambre froide (4°C).....	45
Figure II- 10. Exemple d'échantillons de sols utilisés : (a) sélection de sols de l'horizon A de la base de données sols de Bretagne et (b) motte de sol de taille centimétrique.	46
Figure II- 11. Mise en place des mottes de sol sur la table à succion.	47
Figure II- 12. Mise en équilibre d'échantillons de sol (mottes) sur une pâte de kaolinite dans la presse de Richards.....	48
Figure II- 13. Quelques étapes de la mesure de densité apparente (Da)	49
Figure II- 14. Ascension capillaire pour un liquide mouillant (exemple : eau (H ₂ O)).....	50
Figure II- 15. (a) Exemple d'une courbe de rétention d'eau du sol montrant la pente au point d'inflexion. (b) Courbes de rétention d'eau du même sol de limon argilo-sableux à deux densités apparentes différentes. La dégradation physique du sol se produit lorsque le sol est compacté, ce qui augmente la pente de la courbe de rétention au point d'inflexion (Dexter, 2004b).	53
Figure II- 16. Acquisition des spectres de réflectance avec un spectroradiomètre ASD FieldSpec®.	56
Figure II- 17. Normalisation du spectre du sol par rapport à une enveloppe convexe de référence	57

Chapitre III- Proposition d'un nouvel indice spectral de l'eau du sol (SWSI)

Figure III- 1. Location of the 13 soil sampling sites displayed on the geological map of Brittany (France).	69
Figure III- 2. Texture classes of the 13 soil samples selected from a total of 59 A horizons according to the French textural triangle 'GEPPA' soil texture classification system. (The units of the values in parentheses on the axes are µm).	69

Figure III- 3. Average reflectance spectra of three soil samples with two different textural classes (Sandy clay loam (LAS), A9 and A10; Loamy sand (Ls), A3) and with two different soil organic carbon (SOC) contents: large (A10, 50.85 g kg ⁻¹ ; A3, 48.65 g kg ⁻¹) and small (A9, 19.68 g kg ⁻¹).....	73
Figure III- 4. Spectral reflectance soil sample A11 according to pressure heads: (a) reflectance spectra, (b) continuum removal and (c) absorption band near 1920 nm.	74
Figure III- 5. The soil volumetric water content (SWC) plotted against the soil water spectral index (SWSI) for different soil organic carbon (SOC) contents and soil textures (▲, coarse-textured soil with large SOC content; △, coarse-textured soil with small SOC content; ◆, medium-textured soil with large SOC content; ◇, medium-textured soil with small SOC content; ●, fine-textured soil with large SOC content and ○, fine-textured soil with small SOC content).	75
Figure III- 6. Projecting groups of soil samples according to their texture and soil organic carbon (SOC) content in the plane of the intercept and absolute value of slope (AvS). Coarse-textured groups G1, G3 and G5 and fine-textured groups G2, G4 and G6.....	80

Chapitre IV-Evaluation de la qualité physique des sols par spectrométrie Vis-PIR

Figure IV- 1. Variation de la densité apparente en fonction de la teneur en carbone organique.	89
Figure IV- 2. Distribution de la teneur en eau volumique en fonction de la taille des pores pour les sols des trois catégories de texture dominantes : a) sols à texture dominante sableuse ; b) sols à texture dominante limoneuse et c) sols à texture dominante argileuse.	91
Figure IV- 3. Variation de l'indice des vides structuraux S_{Dexter} en fonction du rapport $S/(A+L)$ et de la teneur en carbone organique (CO). S, teneur en sable (%); L, teneur en limon (%) et A, teneur en argile (%).	97
Figure IV- 4. Indice de Dexter en fonction de la teneur en CO (en g kg ⁻¹) et le pourcentage d'argile dans les sols étudiés.	99
Figure IV- 5. Relation entre les indicateurs de qualité physique des sols (SI, DC et RU) et S_{Dexter}	100
Figure IV- 6. La teneur en eau volumique en fonction de l'indice spectral SWSI pour deux classes de texture (G, grossière et F, Fine) et trois classes de teneur en CO (faible, moyenne et forte).....	101
Figure IV- 7. Teneurs eau mesurées et estimées (θ_{s-vg} , I_{SWSI}) à pF1 et à la saturation.	106
Figure IV- 8. L'ordonnée à l'origine (I_{SWSI}) en relation avec des propriétés du sol : a) indice S_{Dexter} en fonction de I_{SWSI} et b) variation de I_{SWSI} avec la texture.	109
Figure IV- 9. La valeur absolue de la pente (AvS_{SWSI}) en relation avec des propriétés du sol : a) indice S_{Dexter} en fonction de AvS_{SWSI} et b) variation de AvS_{SWSI} avec la texture.	110
Figure IV- 10. Projection des échantillons des sols de Bretagne dans de lecture des propriétés hydriques du sol (I_{SWSI} , AvS_{SWSI}).....	113
Figure IV- 11. Spectres moyens de réflectance de « continuum removed » pour six échantillons de l'horizon A des sols de Bretagne à différents états d'humidité.	114
Figure IV- 12. Réflectance de « continuum removed » pour différents états d'humidité du sol au niveau de trois bandes caractéristiques d'absorption de l'eau proche de 500 nm (a), proche de 1440 nm (b) et proche de 1920 nm (c) (échantillon A1).	115
Figure IV- 13. Variation de la réflectance CR en fonction de la teneur en eau volumique du sol au niveau des deux bandes d'absorption 1440 nm (a) et 1920 nm (b) pour six échantillons du sol prélevés dans l'horizon de surface A.	116
Figure IV- 14. Une illustration du spectre de CR et des deux bandes caractéristiques proches de 1440 et 1920 nm.	117
Figure IV- 15. La somme (a) et le rapport (b) de la réflectance des deux bandes proche de 1440 nm (CR1440) et de 1920 nm (CR1920) pour six échantillons du sol.	118
Figure IV- 16. La teneur en volumique du sol en fonction de deux indices NDWSI (a) et SWSI (b) pour six échantillons de sol.....	119

Figure IV- 17. Variation des paramètres de la relation linéaire SWSI-teneur en eau en fonction de la teneur en CO (a) et en fonction de la teneur en argile (b)	122
Figure IV- 18. Projection des échantillons des sols de Bretagne (A et S) sur un plan de lecture des propriétés hydriques basé sur les deux paramètres de la relation linéaire (I_{SWSI} et AvS_{SWSI}).....	123

Chapitre V- Etude des impacts de pratiques agricoles avec l'indice SWSI

Figure V- 1. Location of the EFELE experimental site and the experimental design's plots (marked by identification number)	130
Figure V- 2. Difference between mean soil water content under four treatments (CTC, CTM, STC and STM) and that at the initial state (T0) as function of pressure head. Error bars indicate 1 standard error. STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure.....	136
Figure V- 3. Pore-size distribution of soil samples at two depths at the initial state (T0) and under four treatments: STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer; CTC, conventional tillage with cattle manure. Error bars indicate 1 standard error. Values with different letters are significantly different ($P < 0.05$) according to ANOVA.	137
Figure V- 4. The S_{Dexter} index of soil physical quality at two depths before (T0) and after five years of treatment (STM, STC, CTM and CTC). Whiskers represent 1.5 times the interquartile range. Values with different letters are significantly different ($P < 0.05$) according to ANOVA. STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure	138
Figure V- 5. Soil water content from 0-15 cm as function of soil water spectral index (SWSI) for four treatments: a) mineral fertilization with shallow tillage (STM) and conventional tillage (CTM); b) cattle manure fertilization with shallow tillage (STC) and conventional tillage (CTC). Treatments are compared to samples from T0, the initial state before tillage and fertilization began in 2012.....	139
Figure V- 6. Mean intercept vs. mean absolute value of the slope (AvS) of the relation between the soil water spectral index and soil water content at the initial state (T0) and under four treatments, regardless of depth. STM is shallow tillage with mineral fertilizer; STC is shallow tillage with cattle manure; CTM is conventional tillage with mineral fertilizer and CTC is conventional tillage with cattle manure. ..	141

Chapitre VI- Etude de la courbe caractéristique de rétention en eau avec l'indice SWSI

Figure VI- 1. Les spectres moyens de réflectance « continuum removed » (CR) des différents échantillons des sols : T0, l'état initial (2012); CTM, travail du sol conventionnel avec un apport minéral ; CTC, travail du sol conventionnel avec un apport du fumier de bovin ; STM, travail du sol superficiel avec un apport minéral; STC, travail du sol superficiel avec un apport de fumier de bovin. Les sols sont collectés à deux profondeurs : 1, 0-15cm et 2, 15-25cm.	154
Figure VI- 2. Variabilité de l'indice SWSI et de la teneur en eau en fonction du potentiel matriciel de l'eau. La coloration des boîtes à moustache différencie les sols humide (bleu) des sols sec (rouge)..	156
Figure VI- 3. Résultats d'une analyse en composantes principales sur le jeu des données de EFELE: a) Projection des échantillons dans le premier plan factoriel (PC1, PC2) et b) projection des variables dans le plan factoriel (PC1, PC2). La coloration des étiquettes différencie les sols humide (bleu) des sols sec (rouge).	157
Figure VI- 4. Résultats d'une analyse en composantes principales sur le jeu des données des horizons organo-minéraux A de sols de Bretagne : a) Projection des échantillons dans le premier plan factoriel (PC1, PC2) et b) projection des variables dans le plan factoriel (PC1, PC2). La coloration des étiquettes différencie les sols humides (bleu) des sols secs (rouge).	158

Figure VI- 5. Courbes caractéristiques de rétention en eau $\theta(h)$ pour les échantillons des sols de EFELE : a) profondeur 0-15 cm et b) profondeur 15-25cm.....	159
Figure VI- 6. Courbes caractéristiques de rétention en eau $\theta(h)$ pour quelques échantillons de sol des horizons organo-minéraux A de sols de Bretagne, selon leurs textures et leurs teneurs en CO : a) effet de la texture, b) effet de la teneur en CO pour des sols avec des textures à dominante plus sableuse (LS et SL) et c) effet de la teneur en CO pour des sols limono-sablo-argileux.....	160
Figure VI- 7. Validité de l'estimation de la teneur en eau à saturation (θ_s) à partir du modèle de Van Genuchten (1980) : comparaison des valeurs de θ_s estimées par le modèle de VG avec les teneurs en eau des échantillons de sols d'EFELE mesurées à pF=1 et pF=1,5.....	161
Figure VI- 8. Courbes caractéristiques de SWSI (h) pour les échantillons des sols de EFELE : a) profondeur 0-15 cm et b) profondeur 15-25cm.....	162
Figure VI- 9. Courbes caractéristiques de SWSI (h) pour des horizons A des sols de Bretagne, selon leurs textures et leurs teneurs en CO : a) effet de la texture, b) effet de la teneur en CO pour des sols avec des textures à dominante plus sableuse (LS et SL) et c) effet de la teneur en CO pour des sols limono-sablo-argileux.	163
Figure VI- 10. (a) Estimation de la teneur en eau à saturation de la relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau (θ_s =ordonnée à l'origine) et (b) sa comparaison par rapport à la valeur de θ_s estimée avec le modèle de Van Genuchten pour les échantillons du sol de EFELE.	164
Figure VI- 11. Comparaison des valeurs de l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire de $\theta=f(\text{SWSI})$ avec les teneurs en eau des échantillons de sols de EFELE mesurées à pF=1 et pF=1,5.....	164
Figure VI- 12. Comparaison des valeurs équivalentes à la saturation effective calculées à partir des mesures réelles (Se) et estimées avec spectrométrie Vis-PIR (SWSI_e) à travers trois scénarios différents.	167

Liste des tableaux

Chapitre I- Etat de l'art

Tableau I- 1. Trois modèles unimodaux : Brooks et Corey (BC), Campbell (C) et van Genuchten (VG) et un modèle multimodal : Durner (DM).	18
--	----

Chapitre II- Matériels et méthodes

Tableau II- 1. Les propriétés physico-chimiques des échantillons des sols de Bretagne.....	40
Tableau II- 2 Analyses granulométriques et teneurs en matière organiques des sols (0–30cm) en 2012.	43

Chapitre III- Proposition d'un nouvel indice spectral de l'eau du sol (SWSI)

Table III- 1. Physicochemical properties of the 13 soil samples collected from A horizons	72
Table III- 2. The AvS and intercept of the SWC– SWSI relations for the 13 samples with their sand:clay ratios.	76
Table III- 3. Pearson correlation matrix of the AvS, intercept and soil properties.	78
Table III- 4. Grouping and classification of soil samples according to SOC content and texture	79
Table III- 5. Results of two-way anova with SOC and texture as fixed effects.	79

Chapitre IV- Evaluation de la qualité physique des sols par spectrométrie Vis-PIR

Tableau IV- 1. Composition granulométrique, densité apparente (Da) et teneur en carbone organique (CO) des échantillons des sols étudiés.	88
Tableau IV- 2. Classification des échantillons selon leur texture	90
Tableau IV- 3. Distribution de la teneur en eau dans les différentes tailles de pores	91
Tableau IV- 4. Teneur en eau volumique ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$) à la capacité au champ ($\theta_{2,5}$) et à un potentiel matriciel de -1585 kPa ($\theta_{4,2}$), réserve en eau utile des différents sols étudiés en fonction de leur densité apparente (Da) et pour une épaisseur standard de 100 mm.	92
Tableau IV- 5. Une sélection des indicateurs de qualité physique des sols pour les échantillons étudiés. Les gammes d'indicateurs optimales proposées dans la littérature sont indiquées au bas du tableau. ...	95
Tableau IV- 6. Paramètres de la relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau	102
Tableau IV- 7. Ecarts quadratiques moyens (EQM) entre : 1) la teneur en eau à saturation estimée par le modèle VG (θ_{S-VG}) et I_{SWSI} ; et 2) la teneur en eau mesurée à pF1 (θ_{pF1}) et $I_{SWSI-pF1}$	107
Tableau IV- 8. Matrice de corrélation de Pearson de AvS_{SWSI} , de I_{SWSI} et des propriétés hydriques du sol.	107
Tableau IV- 9. Matrice de corrélation de Pearson de AvS_{SWSI} , de I_{SWSI} et des propriétés physico-chimiques du sol.....	108
Tableau IV- 10. Classification des échantillons du sol selon les deux paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} avec la méthode de classification des k-means.....	111
Tableau IV- 11. Classification des échantillons du sol selon les deux paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} avec la méthode de classification ascendante hiérarchique CAH.....	112
Tableau IV- 12. Comparaisons des paramètres des deux indices NDWSI et SWSI pour différents échantillons (sol de Bretagne : Horizons A et non A).....	120

Tableau IV- 13. Matrice des corrélations de Spearman des paramètres S et I avec des propriétés physico-chimiques du sol.	121
--	-----

Chapitre V- Etude des impacts de pratiques agricoles avec l'indice SWSI

Table V- 1. Results of one-way ANOVA with depth, fertilization and tillage as fixed effects on soil organic carbon content and bulk density.	133
Table V- 2. Effect of tillage and fertilization treatments on soil bulk density and soil organic carbon content at depths of 0-15 cm and 15-25 cm, compared to the initial state (T0). The T0 values are averaged for all 12 plots while the values for each treatment are averaged for its 3 plots.	134
Table V- 3. Effects of depth, fertilization and tillage treatments on soil water content (SWC) and water holding capacity (WHC) at three pressure heads (near saturation (-3.2 kPa), field capacity (-31.6 kPa) and permanent wilting point (-1585 kPa)), compared to the initial state (T0).....	135
Table V- 4. The absolute value of the slope and the intercept of the relation between the soil water spectral index and soil water content for soil samples from two depths at the initial state (T0) and under four treatments; STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure	139
Table V- 5. Results of one-way ANOVA of the intercept and absolute value of the slope (AvS) of the relation between the soil water spectral index and soil water content with depth, fertilization and tillage as fixed effects.....	140
Table V- 6. Pearson correlation matrix of the absolute value of the slope (AvS) and intercept of the relation between the soil water spectral index and soil water content and soil properties (soil organic carbon (SOC) content, bulk density (BD), water holding capacity (WHC), and the Dexter index of soil physical quality (S _{Dexter})).	141

Chapitre VI- Etude de la courbe caractéristique de rétention en eau avec l'indice SWSI

Tableau VI- 1. Valeurs des paramètres du modèle de Van Genuchten ajustées pour la relation $\theta(h)$	161
Tableau VI- 2. Validité des trois scénarios d'estimation de la saturation effective de Van Genuchten pour les échantillons du sol de EFELE dans les deux profondeurs étudiées.....	167
Tableau VI- 3. Valeurs des paramètres du modèle de Van Genuchten ajustés à partir de la relation $\theta(h)$ et de la relation SWSI (h).	168
Tableau VI- 4. Matrice de corrélation de Pearson des paramètres de Van Genuchten résultant de l'ajustement de la courbe $\theta(h)$ (α et n) et résultant de la courbe SWSI (h), des deux paramètres AvS et ordonnée à l'origine « Intercept » et la Da	168

Liste des annexes

Annexe 1. Itinéraires techniques et culturaux des cultures de blé et Mais au niveau du site EFELE pour les années 2012, 2013 et 2014 (les flèches rouges indiquent le travail du sol : enfouissement superficiel des PROs, labour ou préparation de sol par passage de Compil sur la partie en travail simplifié de l'essai TSMO, déchaumage, préparation de sol précédant le semis du blé)..... 194

Annexe 2. Itinéraires techniques et culturaux des cultures de blé et Mais au niveau du site EFELE pour les années 2015, 2016 et 2017 (les flèches rouges indiquent le travail du sol : enfouissement superficiel des PROs, labour ou préparation de sol par passage de Compil sur la partie en travail simplifié de l'essai TSMO, déchaumage, préparation de sol précédant le semis du blé)..... 195

Annexe 3. Les spectres moyens du « continuum removed » (CR) des différents échantillons des sols de Bretagne (Horizons A) 196

Annexe 4. Les spectres moyens du « continuum removed » (CR) des différents échantillons des sols de Bretagne (Horizons non A) 197

Glossaire des abréviations

ρ_a	Masse volumique sèche du sol (g cm^{-3})
ρ_w	Masse volumique de l'eau (g cm^{-3})
θ	Teneur en eau volumique ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
θ_r	Teneur en eau volumique résiduelle ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
θ_s	Teneur en eau volumique à la saturation ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
ϕ	La porosité totale du sol
ACP	Analyse en composantes principales
AFNOR	Association française de normalisation
ANOVA	Analyse de variance
ASD	Analytical Spectral Devices (spectromètre portable)
AvS	« Absolute value of slope » (la valeur absolue de la pente, en français)
CAH	Classification ascendante hiérarchique
CO	Carbone organique (g kg^{-1} ou %)
CR	« continuum removed »
CT	Travail du sol conventionnel
CTC	Travail du sol conventionnel avec un apport de fumier de bovin
CTM	Travail du sol conventionnel avec un apport minéral
d	Diamètre équivalent des pores (μm)
Da	Densité apparente (sans unité) et « bulk density » (BD) en anglais
DC	Degré de compaction (%)
Ds	Densité des particules de sol (sans unité). Pour des sols minéraux, $D_s=2,65$
EFELE	EFluents d'ELevage et Environnement
Eq	Equation
FAO	« Food and Agriculture Organisation » (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, en français)
FST	Fonctions de spectro-transfert, STF en anglais
FPT	Fonction pédotransfert, PTF en anglais
FPTS	Fonction pédotransfert spectral, SFPT en anglais
FWHM	« Full width at half maximum » (largeur à mi-hauteur, en français)
GEPPA	Groupe d'Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée
INRA	Institut National de la Recherche Agronomique
MIR	Moyen infrarouge (2500-25000 nm)
MO	Matière organique ou OM, en anglais
m_p	Masse du kérosène déplacé par l'échantillon du sol (g)
m_s	Masse d'un échantillon du sol séché à 105 °C (g)
NDWSI	« Normalized Difference Water Spectral Index »
NIR	« Near-infrared » (780-2 500 nm)
NT	Absence de travail du sol ou semis direct
pF	Potentiel matriciel ($\text{pF}=-\text{Log}_{10}(h)$, h =potentiel de pression)

PIR	Proche infrarouge (780-2 500 nm)
RU	Réserve utile en eau (mm)
Sat	Saturation
S _{Dexter}	Indice de Dexter (2004)
S _e	La saturation effective (sans unite)
SI	Indice de stabilité structurale
SOC	Soil organic carbone (g kg ⁻¹ ou %)
SPIR	Spectroscopie proche infrarouge et « near infrared spectroscopy » (NIRS) en anglais
SOERE PRO	Système d'Observation et d'Expérimentation au long terme pour la Recherche en Environnement sur les effets du recyclage de produits résiduaux organiques (PRO)
ST	Travail du sol superficiel
STC	Travail du sol superficiel avec un apport de fumier de bovin
Std	Ecart-type standard, SD en anglais
STM	Travail du sol superficiel avec un apport minéral
SWC	« Soil water content » (teneur en eau du sol, en français)
SWR	« Soil water retention » (rétention en eau du sol, en français)
SWSI	« Soil water spectral index » (indice spectral de l'eau du sol, en français)
UMR SAS	Unité de Recherche Mixte Sol Agro et hydrosystème Spatialisation
Vis	Visible (400-780 nm)
VG	Van Genuchten (1980)
V _s	Volume du sol (cm ³)
V _w	Volume d'eau (cm ³)
W	Teneur en eau pondérale (g g ⁻¹)
WHC	«Water holding capacity»

Introduction générale

1. Contexte général

Le sol tels que le définissent les pédologues et les agronomes est la couche superficielle des surfaces continentales, formée par altération de la roche sous-jacente sous l'action du climat et des organismes vivants (Gis-Sol, 2011). Il est à la fois le produit et le support du développement de la végétation, donc de la biosphère continentale. En position d'interface avec les autres compartiments de l'environnement (atmosphère, biosphère, eaux, roches), les sols échangent en permanence avec eux des flux d'eau, de gaz, de matières. Ils constituent par conséquent un maillon central dans la régulation des grands cycles planétaires tels que ceux de l'eau, du carbone ou de l'azote. Ils sont au cœur de grands enjeux planétaires particulièrement prégnants comme la sécurité alimentaire, le changement climatique ou la biodiversité. Le sol constitue donc une ressource fondamentale de notre environnement naturel ainsi que de notre agriculture.

Les Nations Unies ont déclaré 2015 comme « Année internationale du sol », mentionnant que les sols sont actuellement en danger en raison de leur dégradation généralisée qui menace la capacité des fonctions des sols à répondre aux besoins des générations futures en services écosystémiques (FAO, 2015). Partout dans le monde, les sols sont affectés par des processus de dégradation des terres variés et nombreux (IPBES, 2018). Néanmoins, leur destruction est difficilement réversible et leur réhabilitation est très coûteuse (Gis-Sol, 2011). L'accroissement de la population conduit à leur exploitation excessive dans de nombreuses parties du monde. L'impérieuse nécessité de gérer continuellement cette ressource d'une manière efficiente est devenue un enjeu crucial de notre époque. Pour cette raison, il faut approfondir et diffuser la connaissance sur les propriétés du sol et l'évolution de sa qualité en relation avec les conditions climatiques, la végétation, le cycle hydrologique. En tant que réservoir principal de l'eau et des nutriments, le sol joue un rôle majeur dans le fonctionnement hydrique des agroécosystèmes. Le sol a ainsi la capacité d'emmagasiner, de laisser s'écouler et de restituer l'eau en fonction de ses caractéristiques physiques.

Le défi de l'agriculture du 21^{ème} siècle est de faire face à une demande mondiale croissante en aliments tout en minimisant les impacts sur l'environnement et en restant économiquement viable (Mol & Keesstra, 2012; FAO, 2018; Ramankutty *et al.*, 2018; Ickowitz *et al.*, 2019). La gestion durable des sols agricoles implique dans ce contexte une évaluation continue de leur état au travers de la mesure d'indicateurs de la fertilité. Cette dernière est perçue comme l'aptitude du sol à assurer, de façon durable, la production de biomasse végétale (Breure *et al.*, 2004; Tóth *et al.*, 2007; Vereecken *et al.*, 2016; Bünemann *et al.*, 2018; Rabot *et al.*, 2018; Wiesmeier *et al.*, 2019) et est définie par la FAO comme étant « la capacité du sol à fournir les nutriments essentiels et l'eau du sol en quantités et proportions adéquates pour la croissance et

la reproduction des plantes en l'absence de substances toxiques susceptibles d'entraver la croissance des plantes » (www.fao.org). La fertilité des sols résulte de facteurs physiques, chimiques et biologiques qui dépendent des conditions du milieu mais aussi et surtout de la conduite des activités humaines, en particulier des pratiques agricoles. Par ailleurs, de nombreux travaux de science du sol portent sur l'étude des effets à court et à long termes des techniques culturales (travail du sol, gestion des résidus, fertilisation...) sur la qualité et le fonctionnement des sols (Balesdent *et al.*, 2000; Guérif *et al.*, 2001; Strudley *et al.*, 2008; Alvarez & Steinbach, 2009; Awada *et al.*, 2014; Busari *et al.*, 2015; Kabiri *et al.*, 2015; Jabro *et al.*, 2016; Bottinelli *et al.*, 2017; Zhang *et al.*, 2017; Angel *et al.*, 2018; Schlüter *et al.*, 2018) avec l'objectif finalisé de gérer durablement les ressources naturelles. Le sol constitue donc un élément clé dans la dynamique des agroécosystèmes et l'évaluation des impacts des systèmes de culture sur le fonctionnement du sol répond aux préoccupations liées à la durabilité de l'agriculture.

Rendre la notion de qualité des sols opérationnelle apparaît ainsi comme étant nécessaire pour garantir la mise en œuvre d'une politique de protection des sols enfin efficace. Pour y parvenir, la complexité des sols évoquée nécessite de dépasser une ancienne vision du sol centrée sur cet objet. Walter *et al.* (2015) soulignent que dans le cadre d'une recherche d'indicateurs de la qualité des sols et de ses changements dans le temps et dans l'espace, il semble pertinent de définir les fonctions du sol par rapport aux besoins de l'humanité, les indicateurs ayant alors pour but de détecter des changements du sol qui perturberaient les services rendus par le sol à la société. Cependant, selon la définition intégrative de la qualité du sol, les sols ne sont plus considérés comme un support à la production seulement, mais plutôt comme un système complexe interagissant avec le milieu environnant et fournissant divers services (Keesstra *et al.*, 2016; Vogel *et al.*, 2018). Si cette approche ne permet pas de choisir plus facilement des indicateurs de qualité des sols, elle permet néanmoins d'éclairer et d'objectiver la notion de qualité des sols, en replaçant les indicateurs des fonctions du sol en relation avec ses usages. Cette approche anthropocentrée donne un sens plus finalisé et opérationnel à l'indication de la qualité du sol. Néanmoins, la société humaine dépend profondément de ces services écosystémiques du sol (UNDP, 2015), mais l'augmentation actuelle de la pression anthropique sur les sols a des impacts directs et considérables sur les écosystèmes et leurs fonctions (Thoumazeau *et al.*, 2019). La gestion des terres est l'un des principaux facteurs responsables de la dégradation des sols (Thoumazeau *et al.*, 2019) et donc l'un des principaux moteurs pour atténuer cette dégradation (Minasny *et al.*, 2017).

La volonté de comprendre les processus complexes qui régissent l'évolution des propriétés du sol conduit à un important développement expérimental et métrologique, avec des instruments capables de mesurer les propriétés *ex situ* ou *in situ*. Cependant, le calcul d'indices de qualité des sols nécessite souvent la détermination de nombreuses propriétés du sol (Bünemann *et al.*, 2018), ce qui est long et coûteux. Or, les difficultés analytiques pour l'ensemble des propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols limitent drastiquement le nombre d'échantillons de la plupart des études, ce qui peut poser d'importants problèmes de représentativité des résultats en raison de la forte variabilité spatiale des sols. De plus, ces lourdes investigations ne peuvent être répétées avec une fréquence qui permettrait de détecter suffisamment tôt des modifications éventuelles de la qualité des sols vis-à-vis de certaines fonctions, services ou menaces. La connaissance des propriétés hydriques ou propriétés de rétention en eau des sols offre une meilleure façon pour évaluer la structure et la qualité des sols. Cependant, les

exigences de prélèvement (sol à une teneur en eau proche de la capacité au champ) et de conservation des échantillons (absence de perturbation mécanique pour travailler sur des échantillons non remaniés, température contrôlée à 3–5°C dans des containers étanches pour limiter l'activité biologique), ainsi que la lourdeur des protocoles de mesure, rendent ces propriétés contraignantes à mesurer au laboratoire ; et il est difficile d'obtenir sur le terrain des valeurs sur une gamme de potentiel aussi large qu'en laboratoire. Si la mesure de ces propriétés reste possible lors d'une étude locale ou sur un nombre restreint de sites, elle est en revanche difficile, voire impossible, lorsqu'il s'agit de rendre compte, dans des délais et des budgets souvent très limités. Il est donc urgent de développer des méthodologies fiables, rapides et économiquement viables pour l'indication spécifique des propriétés de rétention en eau et notamment la qualité des sols.

La spectroscopie visible (Vis) et proche infrarouge (PIR) est devenue une technique d'analyse importante au cours des 50 dernières années. Cette technique connue pour mesurer la qualité et la composition des produits agricoles et alimentaires, présente un potentiel indéniable pour remplacer les campagnes de mesure coûteuses. Elle est depuis plusieurs décennies utilisée en routine dans l'industrie laitière ou céréalière, ou en agroalimentaire et plus récemment pour le tri des déchets, alors qu'elle a tardé à être utilisée en analyse des sols. Si la quantification de différents constituants ou certaines fonctions (teneur pondérale en carbone organique et inorganique, en azote, capacité d'échange cationique, granulométrie) a fait l'objet de nombreuses publications (Dalal & Henry, 1986; Ben-Dor & Banin, 1995; Liu *et al.*, 2002; Demattê *et al.*, 2006; Mouazen *et al.*, 2006; Stenberg *et al.*, 2010; Minasny *et al.*, 2011; Genot *et al.*, 2014; Soriano-Disla *et al.*, 2014; Viscarra Rossel *et al.*, 2016; Marakkala Manage *et al.*, 2018), plusieurs verrous méthodologiques et technologiques doivent être levés pour en faire une méthode d'analyse de routine pour le suivi des propriétés du sol. Non destructive, rapide et économique, la spectroscopie proche infrarouge SPIR se présente donc comme une méthode alternative pour estimer plusieurs propriétés du sol, y compris les propriétés de rétention en eau du sol. Néanmoins, les mécanismes de rétention d'eau à travers la zone non saturée sont complexes du fait qu'ils dépendent des propriétés physico-chimiques du sol, lesquelles peuvent varier fortement à l'échelle régionale en fonction de l'hétérogénéité structurale et texturale de la couverture pédologique. Cependant, la SPIR n'a jamais été utilisée pour étudier ces effets de variabilité sur les propriétés de rétention en eau, ni pour évaluer la qualité des sols.

L'étude que nous proposons ici se situe donc à l'interface entre les sciences agronomiques, la science du sol et l'hydrologie. Ce travail de thèse porte sur **l'évaluation des propriétés hydriques de sols de Bretagne grâce à un indice spectral proche infrarouge en prenant en compte la variabilité texturale et structurale des sols à l'échelle régionale et à l'échelle d'une parcelle**. La variabilité régionale est assurée par la sélection des échantillons du sol faisant partie du programme « Sols de Bretagne » (<http://www.sols-de-bretagne.fr/>). Mis en place en 2005, le programme Sols de Bretagne est une déclinaison régionale des programmes nationaux de surveillance (Réseau de Mesures de la Qualité des Sols–RMQS) et de cartographie des sols (Inventaire, Gestion et Conservation des Sols–IGCS). La sélection des échantillons de sol a été faite de manière à couvrir la gamme de texture et de teneur en carbone organique des sols bretons. L'étude de la variabilité à l'échelle de la parcelle s'appuiera sur la plateforme expérimentale «EFELE » (<https://www6.inra.fr/valor-pro/SOERE-PRO-les-sites/EFELE>) mise en place en 2012 sur le domaine expérimental du Lycée agricole de Le Rheu (35). Le dispositif de « EFELE » résulte d'une volonté i) de compléter le dispositif national du SOERE PRO par

la mise en place d'un site dédié à l'étude des effets des produits organiques issus des élevages, ii) d'anticiper sur l'émergence de nouvelles questions, sur l'apparition de nouveaux produits et sur l'évolution probable des systèmes de culture. Cette plateforme porte sur la mise en œuvre de deux essais expérimentaux, sur lesquels i) les effets de 5 produits organiques sont comparés à des traitements témoins ; et ii) l'interaction entre le mode de travail du sol et l'apport d'effluent sur la dynamique de la matière organique et des micropolluants seront étudiés. L'originalité et l'innovation de ce dispositif viennent donc de l'intégration des co-produits issus du traitement des effluents (méthanisation et compostage), la prise en compte de nouvelles pratiques agricoles (mode de travail du sol) et des objectifs de réduction de l'utilisation des pesticides définis par le Grenelle de l'Environnement.

2. Objectifs

L'objectif général de notre étude est d'apporter un nouvel éclairage sur la pertinence de la spectroscopie proche infrarouge SPIR dans l'évaluation des propriétés de rétention en eau du sol en prenant en compte la variabilité aux échelles temporelles et spatiales qui affectent ces propriétés. Cet objectif général se décline en 4 objectifs spécifiques qui sont exprimés ci-dessous sous forme de 4 questions dont la réponse est constituée par 4 volets d'étude dans le manuscrit de thèse (Chapitres III, IV, V et VI).

Volet 1 : A l'échelle régionale, la variabilité spatiale des propriétés texturales et structurales a-t-elle un effet sur la rétention de l'eau dans le sol ? et la spectroscopie proche infrarouge est-elle pertinente pour identifier un tel effet ?

La rétention de l'eau du sol est l'une des propriétés hydrauliques du sol les plus étudiées dans la littérature, en raison de son importance dans la compréhension du fonctionnement hydrique des sols et la simplicité de la méthodologie en comparaison aux autres techniques mises en œuvre (par ex. conductivité hydraulique). Cependant, la mesure de cette propriété reste difficile en raison des exigences de temps, du coût et de la lourdeur des protocoles de mesures. De plus, la variabilité spatiale de cette propriété en fonction de l'hétérogénéité structurale et texturale donne plus de complexité à la mesure et l'évaluation de cette propriété à l'échelle régionale. La spectroscopie proche infrarouge offre des perspectives en termes de rapidité et de non destructivité dans la mesure des propriétés du sol dont la rétention en eau. Néanmoins, la prédiction de la rétention en eau de différents types de sol nécessite le développement d'un modèle de prédiction pour chaque type de sol. Compte tenu de l'importance et des perspectives de cette méthode dans l'évaluation de la rétention en eau, il apparaît aujourd'hui nécessaire de mener une étude pour aller plus loin que la simple prédiction pour définir des indices spectraux. Ceux-ci peuvent être à la fois mis en relation avec la rétention eau et valables pour différents types de sol. Ce volet évaluera donc la possibilité d'avoir au moins un indice spectral qui peut être mis en relation avec la rétention eau, en prenant en compte la variabilité régionale des sols. Une fois l'indice défini, on l'utilisera pour étudier les effets de cette variabilité régionale sur la rétention en eau des sols.

Volet 2 : La spectroscopie proche infrarouge est-elle pertinente pour évaluer la qualité physique des sols en prenant en compte la variabilité régionale des propriétés physico-chimiques des sols ?

La qualité du sol est l'une des trois composantes de la qualité de l'environnement, avec la qualité de l'eau et de l'air (Bünemann *et al.*, 2018). Toutefois, la notion de la qualité des sols ne peut être évaluée ni dans l'absolu, ni par un critère unique, ce qui explique le nombre important des

indicateurs de qualité du sol proposés par la communauté scientifique. Le calcul de ces indicateurs nécessite souvent la connaissance de plusieurs propriétés physiques, chimiques et biologiques du sol. Vu l'absence d'un indicateur synthétique et accessible de la qualité des sols face à l'importance de cette propriété pour une gestion durable de l'agroécosystème, la recherche d'un indice de qualité synthétique et économique est aujourd'hui nécessaire. Cela nous a amené à chercher si, en comparaison de certains indicateurs de qualité classiquement proposés et utilisés dans la littérature, la spectrométrie proche infrarouge peut être pertinente pour évaluer la qualité physique des sols. Dans ce volet nous comparons différents indicateurs de qualité physique avec une nouvelle approche spectrale basée principalement sur les propriétés de l'indice spectral qui sera défini dans le volet 1. Étant donné que la qualité des sols est dépendante de multiples facteurs liés principalement à la diversité géographique et climatique de la région, nous allons prendre en compte la variabilité des propriétés physico-chimiques observée dans la région Bretagne.

Volet 3 : Dans l'horizon du sol travaillé, les pratiques agricoles mises en œuvre ont-elles un effet sur les propriétés hydriques du sol ? et la spectroscopie permet-elle d'évaluer cet effet sur la rétention de l'eau et la qualité physique des sols ?

Ce volet étudiera les propriétés hydriques de l'horizon superficiel (0–30 cm) travaillé en 4 systèmes de culture différents (2 modes de travail du sol combinés avec 2 types de fertilisation) au sein du dispositif EFELE. Plus précisément, il s'agira de comparer les propriétés hydriques dans les 4 systèmes de culture 5 ans après la mise en place de l'essai expérimental. La rétention de l'eau étant fortement liée aux caractéristiques physico-chimiques du sol, à la structure du sol et à d'autres facteurs (par exemple les conditions météorologiques, la minéralogie des argiles, la couverture végétale), nous évaluerons les effets des 2 premiers facteurs. C'est par leur effet sur la structure du sol et sur la qualité physique que les techniques culturales du sol affectent le fonctionnement hydrique du sol. Pour ceci, l'évaluation des effets des pratiques agricoles sur la qualité physique des sols a été également évaluée. La spectroscopie proche infrarouge pouvant être pertinente pour étudier les propriétés de rétention, l'évaluation des effets des techniques culturales sur la rétention en eau et la qualité physique des sols a été le cœur de cette étude. Les résultats attendus de la comparaison des systèmes de culture en termes de rétention de l'eau dans la couche de sol travaillée sont d'une part une première évaluation des liens existants entre cette propriété et les techniques culturales, et d'autre part une évaluation de la pertinence de la spectroscopie proche infrarouge dans l'étude des effets de ces techniques culturales sur les propriétés hydriques du sol.

Volet 4 : La courbe caractéristique de rétention en eau peut-elle être estimée avec la spectroscopie proche infrarouge ?

La courbe caractéristique de la rétention d'eau du sol (relation de la teneur en eau, θ avec le potentiel matriciel, h) est un paramètre hydraulique du sol important et nécessaire pour comprendre et évaluer le régime hydrique des sols dans la zone non saturée et la disponibilité de l'eau pour les plantes. Cette propriété représente également un intrant indispensable pour les modèles hydrologiques utilisés pour la gestion des ressources en eau à différentes échelles. Cependant, la mesure de la courbe de rétention en laboratoire est un processus très long et laborieux. D'ailleurs, pour ces raisons, au cours des dernières décennies, plusieurs modèles mécanistes et empiriques ont été proposés pour la prédire. Parmi ces modèles, le modèle de Van Genuchten (1980) qui a été largement utilisé vu sa simplicité et son ajustement à différents types de sol par rapport à d'autres modèles. Toutefois, l'estimation des paramètres de ce modèle reste de nos jours complexe. En utilisant la spectroscopie proche infrarouge, peu d'études (Santra *et al.*, 2009; Knadel *et al.*, 2014; Babaeian *et al.*, 2015a; Babaeian *et al.*, 2015b; Marakkala Manage *et al.*, 2018) ont exploré la prédiction de la courbe de rétention en eau. Elles

ont montré un potentiel non négligeable de la spectroscopie proche infrarouge pour estimer et étudier la courbe de rétention d'eau du sol. Ce volet vise donc à examiner la pertinence de la spectroscopie proche infrarouge et en particulier l'indice spectral dans la prédiction de la courbe caractéristique de la rétention en eau et aller plus loin dans l'estimation des paramètres du modèle de (Van Genuchten, 1980).

3. Organisation du document

Ce document est construit autour des quatre volets de recherche décrits précédemment, dont deux font l'objet d'un article publié et d'un article soumis. La présentation du travail expérimental s'appuie sur une synthèse bibliographique faisant l'état des connaissances sur les différents concepts et processus abordés dans notre travail (**Chapitre I**), puis sur une présentation des dispositifs expérimentaux, des outils analytiques et des méthodes mises en œuvre au laboratoire, et des données (**Chapitre II**). Le **Chapitre III** explore le volet 1 et fait l'objet d'un article publié dans la revue « European Journal of Soil Science ». Le **Chapitre IV** correspond au volet 2 et pour partie au volet 1. Le **Chapitre V** correspond au volet 3, et fait l'objet d'un article soumis à la revue « Soil & Tillage Research ». Enfin le **Chapitre VI** aborde le volet 4. Enfin, le document se termine par une conclusion générale qui synthétise les principaux résultats, et analyse les points forts et faibles de notre travail, et ouvre sur des perspectives scientifiques.

Chapitre I- Etat de l'art

I. 1. Introduction

La définition générale du Gis-Sol (2011), mobilisée en Introduction générale, a pour intérêt de positionner le sol comme interface majeure et comme le support de nombreuses dynamiques. Au-delà de cette définition de positionnement, la définition doit être développée sur la nature intrinsèque du sol, qui se rapporte à la couche extérieure de la surface terrestre qui s'est fragmentée par altération au cours du temps (Hillel, 1974). Le sol est ainsi le produit de la désintégration et de la décomposition des roches par des processus physiques et chimiques et sous l'action de l'eau, de l'air et des êtres vivants. Il varie en fonction du type de roche mère, du climat, de l'hydrologie, du relief, de la végétation et de la faune du sol, des activités et usages anthropiques. En effet, le sol a été étudié et décrit selon différents points de vue. Depuis Dokuchaev et la naissance de la pédologie, de nombreuses définitions du mot sol ont été proposées. Dernièrement, Gobat *et al.* (2010) ont proposé une définition qui tend actuellement à faire l'unanimité :

« Le sol est un volume qui s'étend depuis la surface de la Terre jusqu'à une profondeur marquée par l'apparition d'une roche dure ou meuble, peu altérée ou peu marquée par la pédogenèse. L'épaisseur du sol peut varier de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres ou plus. Il constitue localement une partie de la couverture pédologique qui s'étend à l'ensemble de la surface de la Terre. Il comporte le plus souvent plusieurs horizons correspondant à une organisation des constituants organiques et/ou minéraux. Cette organisation est le résultat de la pédogenèse et de l'altération du matériau parental. Le sol est le lieu d'une intense activité biologique (racines, faune et microorganismes) ».

Le sol peut être défini aussi comme un système hétérogène, triphasique (solide, liquide et gazeuse), finement divisé, dispersé et poreux. La nature dispersée du sol et son activité interfaciale font appel à des phénomènes de gonflement, de retrait, de dispersion, d'agrégation, d'adhésion, d'adsorption et d'échange cationique (Hillel, 1974; 2004). Le sol est aussi caractérisé par sa complexité, sa capacité à nourrir les plantes, sa capacité à permettre la vie, sa soumission aux agents environnementaux, sa variabilité spatiale et temporelle, sa composition minéralogique et sa fertilité (Musy & Soutter, 1991; Hillel, 2004; Gobat *et al.*, 2010). La phase solide, ou matrice, est constituée d'un empilement de grains (sables et limons) mélangés avec une fraction argileuse et de matière organique. La phase liquide, ou solution du sol, est considérée comme constituée uniquement d'eau, en cas d'absence d'éléments dissous (solutés). La phase gazeuse, ou l'air du sol, comporte deux constituants : l'air sec et la vapeur d'eau.

L'agencement des composants solides du sol détermine les caractéristiques géométriques du réseau de vides (porosité) dans lequel l'eau et l'air circulent ou sont retenus.

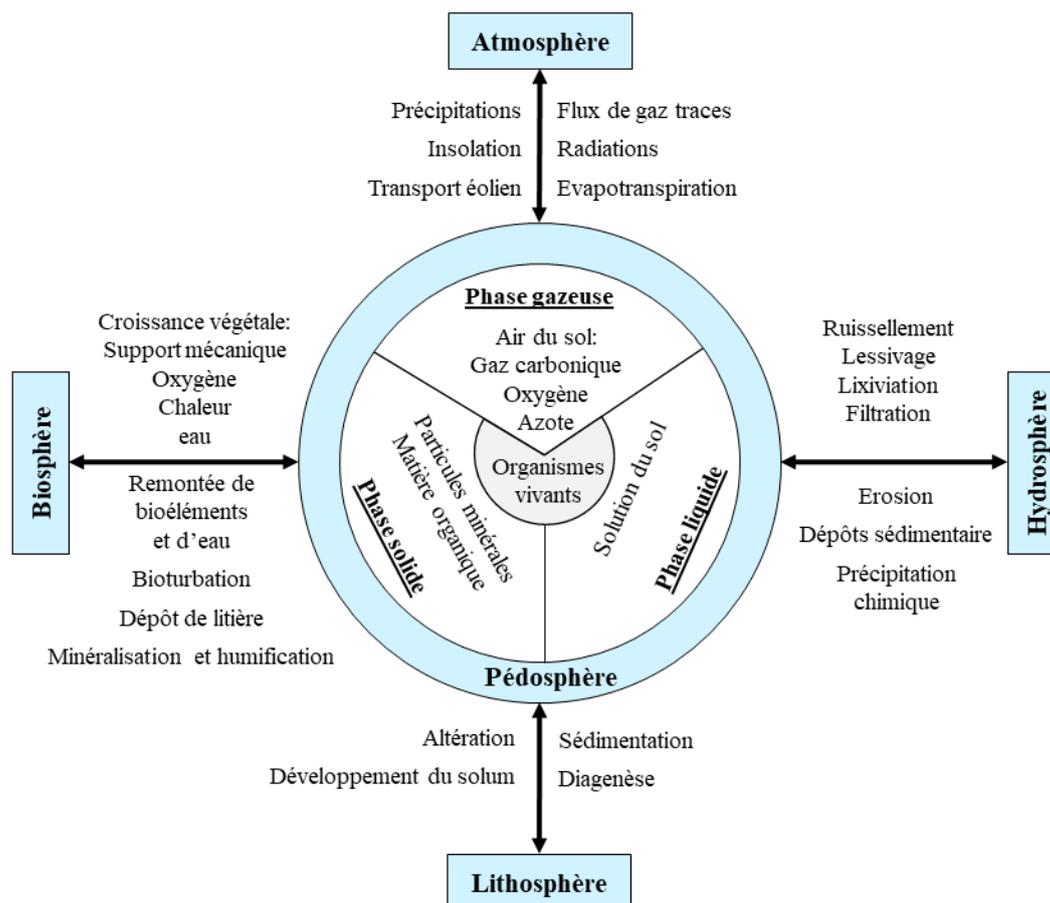


Figure I- 1. La complexité externe et interne du sol (d'après Gobat *et al.* (2010)).

Compte tenu de cette complexité structurale, les mécanismes qui régissent le comportement hydrique de ces milieux sont eux aussi complexes (Figure I. 1). De ce fait, la définition et la représentation de certaines notions liées à ces mécanismes peuvent être sujettes à quelques variations suivant la sensibilité du lecteur. Afin d'éviter de possibles confusions, on se propose, dans ce chapitre, de reprendre quelques-unes de ces notions qui concernent en particulier la texture et la structure des sols, la porosité et les propriétés de rétention en eau.

I. 2. Rappels de physique des sols

I. 2. 1. Texture du sol

La texture est une propriété intrinsèque du sol qui reflète la répartition des constituants du sol selon leurs tailles. On distingue la texture organique qui est la proportion de fibres et de matériel fin micro-agrégé dans les matériaux holorganiques et la texture minérale qui distribue les constituants minéraux en ordre de grosseur par une analyse granulométrique des particules. Généralement, trois catégories sont considérées : les argiles ($< 2 \mu\text{m}$), les limons ($2\text{--}50 \mu\text{m}$) et les sables ($50\text{--}2000 \mu\text{m}$). La répartition est habituellement représentée par un triangle de texture. En France, deux triangles de texture sont les plus utilisés. Le premier est le triangle de

texture issu de la carte pédologique de l'Aisne (Jamagne, 1967). Ce triangle, proposé par la chambre d'agriculture de l'Aisne, permet de classer les sols en 15 classes de texture. Le deuxième est le triangle de texture du GEPPA (Groupe d'étude pour les problèmes de pédologie appliquée) qui a été publié en 1963 et qui permet de classer les sols en 17 classes de texture. Ce triangle permet de classer les sols selon 12 classes de texture (Figure I-2). Au niveau international, la classification la plus utilisée est celle de l'USDA (United States Department of Agriculture, IUSS Working Group WRB, 2006).

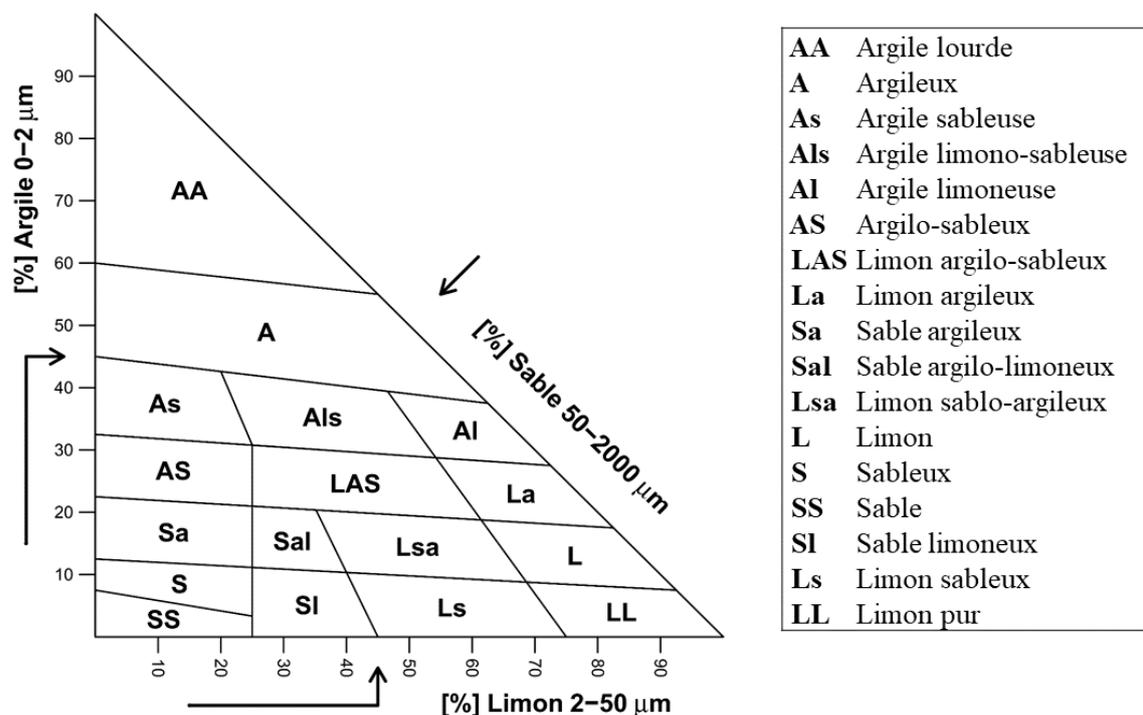


Figure I- 2. Triangle de texture de GEPPA 1963 (Groupe d'étude pour les problèmes de pédologie appliquée).

Minérale ou organique, la texture influence directement la structure du sol (Gobat *et al.*, 2010) et a donc des effets sur la densité, la porosité, le régime hydrique et les propriétés de rétention de l'eau du sol. Etant une propriété stable, ne variant qu'en fonction de l'évolution à long terme du sol, la texture est très peu influencée par les pratiques agricoles du sol. Ainsi, la plupart des systèmes de classification des sols sont basés sur la texture qui est alors considérée comme étant le critère de base de la classification (Bittelli *et al.*, 1999; Chesworth *et al.*, 2008).

I. 2. 2. Structure du sol

En pédologie, la structure du sol est généralement définie par l'arrangement, à toutes les échelles d'espace et tous niveaux d'investigation, des constituants solides entre lesquels il subsiste des vides (Baize *et al.*, 2013). Ainsi, les micro- et macro-agrégats organiques et inorganiques des sols sont associés de diverses manières pour constituer des ensembles plus ou moins complexes qui confèrent aux sols ce que l'on appelle sa structure. La structure du sol est aussi utilisée parfois en rapport avec la géométrie de l'espace poral. Elle fait donc référence à

la forme, à la taille et à l'agencement des constituants solides et des vides, à la continuité des pores, leur capacité à retenir et transférer les fluides et les substances organiques et inorganiques, et à sa capacité de servir de support à la croissance et au développement des racines (Emerson, 1959; Bronick & Lal, 2005).

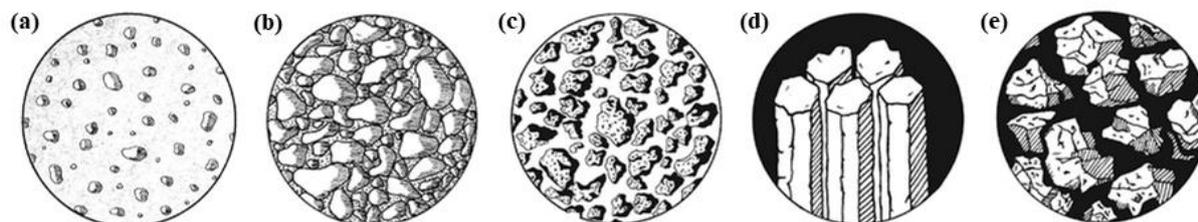


Figure I- 3. Quelques exemples de structure du sol (d'après Gobat *et al.* (2010)) : (a) structure massive ; (b) structure particulaire ; (c) structure grumeleuse ; (d) structure prismatique ; (e) structure polyédrique.

L'étude du « profil du sol » sur le terrain, ne permet d'avoir accès qu'à des informations macroscopiques sur la forme et la taille des éléments structuraux visibles (agrégats, mottes) et il s'agit de la macromorphologie de la structure. D'après Gobat *et al.* (2010), la structure du sol peut être subdivisée en cinq grandes catégories (Figure I-3) :

- i) Des structures lithiques ou lithologiques caractérisées par l'absence des agrégats ce sont des structures issues de la roche mère ;
- ii) des structures généralement observées dans des matériaux minéraux ou organo-minéraux caractérisées aussi par l'absence des agrégats et selon l'agencement des matériaux on distingue deux types : une structure massive caractérisée par des éléments noyés dans une masse d'argile formant un bloc homogène et compact (Figure I-3a) et une structure particulaire caractérisée par la présence des particules libres et individualisées (Figure I-3b) ;
- iii) des structures caractérisées par la présence des agrégats arrondis dont la structure grumeleuse qui présente des agrégats irréguliers plus ou moins agglomérés (Figure I-3c) ;
- iv) des structures caractérisées par la présence d'agrégats à arrêtes anguleuses qui sont généralement le résultat de processus physiques touchant les argiles comme le gonflement et le retrait des smectites on distingue les structures prismatiques (Figure I-3d) et les structures polyédriques anguleuses (Figure I-3e) ; et finalement
- v) des structures formées essentiellement d'un matériel végétal (résidus des feuilles, des fibres, tourbe...).

Contrairement à la texture qui est plus ou moins constante pour un sol donné, la structure du sol est hautement dynamique et peut changer beaucoup au cours du temps à cause des variations des conditions naturelles, de l'activité biologique et pratiques culturales. La structure du sol peut être un facteur décisif à l'égard de la productivité et du fonctionnement du sol car elle est reconnue pour contrôler de nombreux processus dans les sols. Elle régule en particulier la rétention et l'infiltration de l'eau, les échanges gazeux, la dynamique de la matière organique et

des nutriments du sol, la pénétration des racines, le rendement des cultures et la sensibilité à l'érosion (Hillel, 2004; Bronick & Lal, 2005; Rabot *et al.*, 2018). La bonne structure et la stabilité des agrégats sont deux propriétés importantes pour augmenter la fertilité des sols, assurer la productivité agronomique, améliorer la porosité et diminuer l'érodabilité (Bronick & Lal, 2005). Le déclin de la structure du sol est de plus en plus considéré comme étant une forme de dégradation du sol (Chan *et al.*, 2003) et est souvent lié aux pratiques de gestion agricole des sols et des cultures.

Vu la complexité de l'arrangement des particules du sol, il n'existe pas de méthode de mesure directe et absolue de la structure du sol. Par conséquent, le concept de la structure du sol est utilisé d'une façon qualitative (Hillel, 1974). En effet, les méthodes qui ont été proposées et sont couramment utilisées pour évaluer la structure du sol sont des méthodes indirectes qui se basent sur la mesure de certaines propriétés qui peuvent être influencées par la structure. Elles font appel à la caractérisation de l'arrangement de la phase solide du sol à travers des méthodes de terrain et des méthodes de laboratoire. Les méthodes de terrain visent principalement à décrire la "macrostructure", c'est-à-dire la structure visible à l'œil nu (Baize & Jabiol, 2011; Schoeneberger *et al.*, 2012; Baize *et al.*, 2013). L'évaluation de l'ensemble du profil pédologique fournit des informations précieuses sur la variation verticale des propriétés structurales du sol. Cependant, elles sont subjectives, destructives et coûteuse en temps car nécessitant le creusement de fosses (Mueller *et al.*, 2013; Rabot *et al.*, 2018). Étant donné qu'une description précise du profil du sol exige une expérience considérable, des approches simplifiées fondées sur des essais sur le terrain ont été conçues pour évaluer visuellement les propriétés physiques de la couche arable du sol (Shepherd, 2000). Ces méthodes sont particulièrement développées pour estimer et évaluer la qualité des sols facilement, rapidement et à moindre coût ; et sont très pertinentes pour les agriculteurs ou les gestionnaires des sols. En effet, l'évaluation est souvent réalisée en moins de 20 min, une pelle étant le principal équipement requis. Plusieurs tests ont été proposés, tels que le test de Peerlkamp (1959), l'« évaluation visuelle de la structure du sol » (Ball *et al.*, 2007; Guimarães *et al.*, 2011), l'« évaluation visuelle du sol » (Shepherd, 2000; Shepherd, 2009), ou le score « SOILpak » (McKenzie, 2001). Une approche similaire existe pour le sous-sol (Ball *et al.*, 2015). Une "bonne" structure du sol, selon les méthodes de l'évaluation visuelle, a souvent été associée à une faible densité apparente du sol, une faible résistance à la pénétration, une faible résistance à la traction, une faible compaction (Bünemann *et al.*, 2018; Rabot *et al.*, 2018). En revanche, les différentes méthodes d'évaluation visuelle ont parfois donné des résultats très différents en termes de qualité physique des sols (Rabot *et al.*, 2018). Les méthodes d'évaluation visuelle des propriétés des sols sont donc peu utilisées dans la recherche, car elles dépendent de l'opérateur et ne fournissent que des résultats qualitatifs ou semi-quantitatifs.

D'autres méthodes de détermination de la structure du sol sont basées sur des analyses en laboratoire des échantillons de sol prélevés sur le terrain pour caractériser l'arrangement de la phase solide. L'un des indicateurs les plus importants de la structure du sol est la densité apparente (D_a) du sol (ou densité apparente sèche), parce qu'elle ne nécessite pas d'expertise particulière ni d'équipement coûteux. La D_a est principalement considérée comme utile pour estimer le compactage du sol. Toutefois, l'interprétation de la D_a en ce qui concerne les fonctions du sol dépend du type de sol, en particulier de sa texture et de sa teneur en matière organique (Bronick & Lal, 2005; Rabot *et al.*, 2018). Une autre façon couramment utilisée pour caractériser l'agencement des particules de la phase solide du sol consiste à analyser la

distribution granulométrique et la stabilité des agrégats, c'est-à-dire la capacité du sol à conserver sa structure sous l'action de l'eau et des contraintes mécaniques (Dexter & Czyz, 2000). La distribution des pores, les propriétés mécaniques des sols ou la perméabilité à l'air et l'eau peuvent être utilisées pour évaluer la structure du sol (Hillel, 1974; Richard *et al.*, 2001; Ding *et al.*, 2016; Pires *et al.*, 2017).

Les formes des particules et des agrégats sont irrégulières de sorte que leurs arrangements ne sont pas compacts et ménagent des trous, les pores du sol qui constituent le réseau des vides ou l'espace poral du sol c'est-à-dire le complément en volume de la phase solide du sol. Cet espace poral est occupé par une phase gazeuse et une phase liquide d'où son importance pour l'ensemble des phénomènes physiques, chimiques et biologiques dans le sol. Il apparaît donc nécessaire de connaître et de décrire les facteurs qui déterminent les caractéristiques et l'évolution de cet espace poral du sol.

I. 2. 3. Porosité et distribution de la taille des pores

Le réseau des « vides » du sol définit une architecture qui évolue et se déforme au cours du temps (Bruand *et al.*, 2004). Les pores du sol ont des formes très irrégulières et des tailles très variées avec une double variabilité, spatiale et temporelle en raison de la nature de la phase solide du sol et de toutes les actions physiques et biologiques qui s'exercent sur le sol (Calvet, 2003). Ils ont une géométrie complexe qui n'est pas simple à décrire. Le réseau poral peut être modélisé par un réseau de tubes capillaires indépendants dont chaque tube capillaire représente un pore du sol (Millington & Quirk, 1961). C'est un modèle très simple qui ne prend pas en compte la connectivité entre les pores puisqu'il ne permet les écoulements que dans la direction verticale. Malgré son caractère irréaliste, le modèle capillaire est souvent utilisé dans la plupart des concepts et des modèles de physique du sol. De ce fait, les conséquences de telles simplifications doivent être prises en compte dans les conclusions tirées suite à l'application de ce modèle (Hunt *et al.*, 2013).

La porosité nous renseigne sur les capacités hydriques ou atmosphériques d'un sol. Elle est exprimée par le rapport entre le volume des vides et le volume total du sol. C'est donc une grandeur adimensionnelle dont les valeurs varient typiquement entre 0,3 dans les sols à texture très fines et 0,8 dans les tourbes (Gobat *et al.*, 2010). Le régime hydrique est donc fonction de la texture (forces de rétention), de la structure (circulation de l'eau) et de la porosité (réservoir hydrique du sol). Habituellement 3 classes de taille de pores (de 0,2 μm à plus de 50 μm) peuvent être distinguées: i) la microporosité (petite taille de pores), ii) la mésoporosité (taille de pores intermédiaire), et iii) la macroporosité (grande taille de pores). Ces notions sont largement utilisées en science des sols, mais les limites des classes de taille de pores varient dans la littérature et il n'y a pas encore de définition universelle des dimensions limites entre ces différentes classes. Par exemple, la dimension limite inférieure des macrospores a été fixée à 0,05 μm pour les physico-chimistes, à 75 μm par des micromorphologues, mais à 1mm par certains physiciens du sol (Baize *et al.*, 2013). Moret and Arrúe (2007) définissent les mésopores pour des rayons compris entre 0,175 et 0,375 mm, et les macropores pour des rayons supérieurs à 0,375 mm. D'autres limites de dimension des pores ont été proposées par Shein *et al.* (2016). Ils définissent les macropores à des diamètres compris entre 75 et 100 μm , les mesopores pour des diamètres compris entre 30 et 75 μm et les micropores à des diamètres entre 30 et 5 μm .

Une autre distinction opérationnelle a été faite entre porosité texturale et porosité structurale. La première résulte de l'agencement et l'assemblage des particules solides (sable, limon, argile) qui ménagent entre elles des pores dont la taille est du même ordre de grandeur que la taille des particules elles-mêmes. Cette porosité texturale est pérenne, c'est à dire reste stable dans temps, même en cas de compactage du sol. En revanche, la porosité structurale correspond uniquement à la macroporosité qui résulte de l'activité biologique, du climat et des pratiques de gestion, et qui inclut les fissures inter ou intra-agrégats et les pores biologiques dus à l'action des racines et aux galeries de vers de terre. Cette porosité est non pérenne et peut être affectée par les activités agricoles, en lien avec le type de travail du sol, mais d'une manière réversible (Baize *et al.*, 2013).

L'étude de la distribution de la taille des pores permet de sélectionner un volume représentatif de la structure du sol dans lequel chaque taille de pore est présente et en proportion constante. Elle permet une caractérisation du sol plus complète que la simple étude de la porosité. Sa relation avec d'autres propriétés du sol comme la rétention de l'eau est d'une grande utilité dans l'évaluation du comportement dynamique du sol.

I. 2. 4. Différentes expressions de la teneur en eau du sol

Le sol est constitué en moyenne de 50 % d'éléments solides et de 50 % de pores. Cette porosité du sol va être généralement remplie d'eau et d'air et assurer les fonctions de stockage et de transfert d'eau et solutés dans le profil de sol, mais également assurer son aération et le transfert de gaz. Deux grandeurs physiques permettent de caractériser l'eau du sol : la teneur en eau volumique (ou humidité volumique), qui caractérise la quantité d'eau dans le sol, d'une part ; et le potentiel de pression de l'eau du sol (ou potentiel de pression, ou potentiel hydrique matriciel, ou potentiel matriciel) qui caractérise l'énergie avec laquelle l'eau est retenue dans le sol, d'autre part. Cette deuxième grandeur physique est détaillée dans la section suivante.

La teneur en eau du sol se définit par le pourcentage d'eau contenue dans un sol rapporté à la masse du sol sec ou au volume sur la base d'une analyse gravimétrique ou volumétrique. Elle peut par conséquent s'exprimer de deux façons différentes : la teneur en eau massique ou pondérale (W , g d'eau par g de sol séché à 105°C), et la teneur en eau volumique (θ , cm³ d'eau par cm³ de sol). La teneur en eau massique et la teneur en volumique sont reliées par l'expression suivante :

$$\theta = W \cdot \rho_a / \rho_w \quad (\text{Eq I- 1})$$

avec ρ_a , la masse volumique sèche apparente du sol (en g de sol séché à 105°C par cm³ de sol au maximum de gonflement), et ρ_w , la masse volumique de l'eau (en g d'eau par cm³ d'eau).

La teneur en eau est parfois exprimée en indice d'eau (e , cm³ d'eau par cm³ de phase solide) à travers la relation suivante :

$$e = W \cdot \rho_r / \rho_w \quad (\text{Eq I- 2})$$

avec ρ_r , masse volumique de la phase solide déshydratée à 105°C et généralement proche de 2,65 g cm⁻³ pour de nombreux sols (excepté pour les sols riches en matière organique et ceux riches en minéraux à teneur élevée en fer).

I. 2. 5. Potentiel de pression de l'eau du sol

La dynamique de l'eau dans le sol est liée à son état énergétique, lequel est principalement composé d'énergie cinétique et d'énergie potentielle. L'énergie cinétique est négligeable car la vitesse avec laquelle l'eau circule dans le sol est relativement faible (Ou *et al.*, 2004). Le potentiel de l'eau dans le sol peut être défini comme étant « le travail nécessaire » pour déplacer de façon totalement réversible une unité d'eau de l'état énergétique de référence (eau à la pression atmosphérique et à la surface du sol) à celui de l'eau du volume de sol considéré. Il peut être exprimé sous la forme d'énergie : i) par unité de masse d'eau, ii) par unité de volume de l'eau, ou iii) par unité de poids d'eau. Dans un milieu poreux non saturé, le potentiel de pression de l'eau est inférieur à la pression atmosphérique, donc par convention il est inférieur à zéro ($h < 0$). L'interaction entre les phases liquide, gazeuse et solide crée une pression à l'interface de l'eau et de l'air de la matrice du sol liée à la taille des pores, appelée pression capillaire. La capillarité résulte donc de la tension superficielle de l'eau et de son angle de contact avec les particules solides. Nous parlons donc de potentiel matriciel (h). Ainsi, dans les zones saturées, $h > 0$ et $h = 0$ au niveau du toit de la nappe phréatique à surface libre.

Dans des conditions partiellement saturées (c'est-à-dire en présence de la phase d'air non mouillante), des interfaces courbes liquide-air (ménisques) se forment dans le système poral du sol. Il existe une relation entre le rayon (r) d'un pore donné et la pression capillaire (h), ou le potentiel matriciel, qui découle de la loi de Jurin. Cette loi établie pour un tube cylindrique de rayon (r) est telle que :

$$\rho gh = \frac{2\gamma \cos\beta}{r} = S \quad (\text{Eq I- 3})$$

avec h le potentiel matriciel, r le rayon de pore effectif, γ la tension superficielle de l'interface liquide-air, β l'angle de contact entre l'interface eau-air et le solide, ρ la masse volumique de l'eau, g l'accélération de la pesanteur et S la succion nécessaire pour vider un pore.

Si les pores du sol se comportaient comme un faisceau de tubes capillaires, la capillarité serait suffisante pour décrire les relations entre le potentiel matriciel et les rayons des pores du sol. Toutefois, en plus de la capillarité, le sol présente également une adsorption, qui forme des enveloppes d'hydratation sur les surfaces des particules (Hillel, 1974). La présence d'eau dans les films est la plus importante dans les sols argileux. Dans les sols sableux, l'adsorption est relativement insignifiante et l'effet capillaire prédomine.

I. 3. Propriétés hydriques du sol en milieu non saturé

I. 3. 1. Régime hydrique et état de l'eau dans le sol

Le régime hydrique du sol dépend directement de la porosité qui définit le volume du réservoir hydrique du sol, de la texture qui détermine les forces de rétention de l'eau, et de la structure qui influence la circulation de l'eau. Selon la force de rétention et la disponibilité pour les plantes, on peut distinguer trois états hydriques caractéristiques dans le sol : eau gravitaire, eau utile et eau inutilisable. L'eau gravitaire, appelée aussi eau libre, est l'eau contenue dans la macroporosité qui s'écoule sous l'effet de la gravité jusqu'au point de ressuyage. Quand le point de ressuyage est atteint après un équilibre entre les forces de gravité et de rétention, l'eau conservée dans la matrice de sol constitue la capacité au champ. L'eau utile (ou utilisable) est

la quantité d'eau retenue par la matrice du sol et disponible pour la plante jusqu'à l'humidité au point de flétrissement permanent. La quantité d'eau utile (ou réserve utile en eau) est calculée par la différence entre les teneurs en eau volumiques à la capacité au champ et celle au point de flétrissement permanent. En dessous du point de flétrissement permanent se trouve l'eau inutilisable par la plante qui ne peut être éliminée qu'avec une évaporation intense.

L'écoulement de l'eau dans les sols non saturés est important dans l'analyse des processus hydrologiques. Classiquement, cet écoulement est décrit par l'équation de diffusivité de Richards (1931) (écoulement vertical unidimensionnel) :

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(h) \frac{\partial h}{\partial z} - k(h) \right] \quad (\text{Eq I- 4})$$

avec h le potentiel matriciel, θ la teneur en eau volumique du sol, K la conductivité hydraulique, t le temps et z est la coordonnée verticale. Pour résoudre l'équation de Richards, il est nécessaire de connaître la courbe de rétention hydrique, $\theta(h)$, reliant la teneur en eau du sol au potentiel matriciel, ainsi que la conductivité hydraulique. La résolution numérique de ces équations permet de prendre en compte le transfert de l'eau dans l'ensemble du milieu poreux.

I. 3. 2. Courbe de rétention hydrique du sol

Dans la zone non saturée du sol, la teneur en eau et le potentiel matriciel varient d'une manière concomitante. La relation existant entre ces deux paramètres constitue dès lors un élément essentiel de description de l'état hydrique du milieu poreux non saturé. Cette relation exprime les variations d'intensité des forces de capillarité en fonction de la teneur en eau. Ainsi, la phase liquide et la phase solide du sol sont liées par des forces d'hydratation. Ces forces sont de plusieurs natures et l'importance de chacune varie selon l'état hydrique du milieu. Pour de fortes teneurs en eau, la capillarité a le rôle prépondérant dans la rétention d'eau, alors que pour les états les plus secs les forces d'adsorption ont le rôle prépondérant.

La rétention de l'eau d'un sol est sa capacité à retenir de l'eau. Elle est fortement liée à la taille et à la connectivité des pores et est donc affectée par la texture et la structure du sol ainsi que par la teneur en matière organique et la nature minéralogique des argiles. Comme celle-ci est liée à l'organisation de l'espace poral du sol, la forme de la relation entre le potentiel matriciel et la teneur en eau constitue une caractéristique spécifique à un sol, ou plus généralement à un type de sol, dans un état structural donné. Graphiquement, cette relation $\theta(h)$ est représentée par une courbe, dénommée courbe caractéristique d'humidité du sol ou courbe de rétention en eau (Figure I.3). Elle est donc un outil conceptuel permettant d'appréhender le comportement hydrique du sol sur toute l'étendue de la gamme de succion qui est généralement prise entre 0 kPa (état saturé) et 10^6 kPa (état supposé sec). La caractérisation de cette courbe est essentielle pour la modélisation du transfert de l'eau et des solutés dans le sol. Le potentiel matriciel est généralement exprimé à l'aide d'une échelle logarithmique car il s'étend sur plusieurs ordres de grandeur pour la gamme de teneurs en eau couramment rencontrée dans le sol.

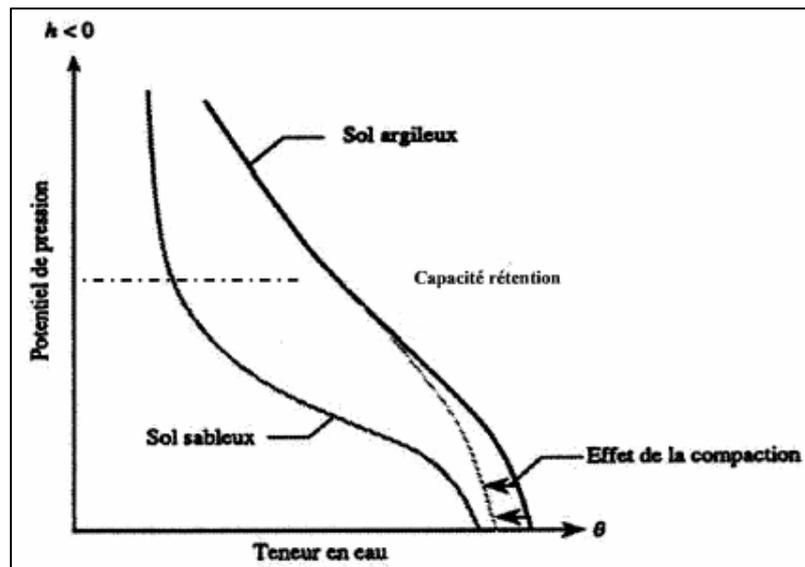


Figure I- 1. Courbe de rétention en eau d'un sol (sableux et argileux) selon Musy and Soutter (1991).

La teneur en eau volumique d'un sol varie entre une valeur minimale, la teneur en eau résiduelle (θ_r), et une valeur maximale, la teneur en eau à saturation (θ_s). Cette dernière est en principe égale à la porosité totale, toutefois, dans les conditions naturelles, un sol ne parvient jamais à la saturation totale, car il reste toujours de l'air piégé (Musy & Soutter, 1991; Marshall *et al.*, 1996). A faible teneur, cet air n'influence pas trop les propriétés hydrodynamiques mais occupe une partie de l'espace poral réduisant ainsi la valeur de θ_s . A teneur plus élevée, l'air piégé peut toutefois entraîner une diminution appréciable de la conductivité hydraulique (Marshall *et al.*, 1996). En outre, selon la nature des minéraux argileux, les sols peuvent être affectés par des phénomènes de gonflement et de retrait faisant varier ainsi la porosité totale. Tous cela révèle une certaine difficulté de mesurer précisément la teneur en eau à saturation. La teneur en eau reste à saturation jusqu'à ce que la succion atteigne un seuil critique, appelé potentiel d'entrée d'air (bubbling pressure en anglais) et c'est à partir de cette succion que le sol commence à se désaturer. Dès que le potentiel de succion dépasse ce seuil, l'eau se vide rapidement et la courbe de rétention présente une diminution assez brutale de la teneur en eau (θ).

A partir d'un certain niveau de pression appliquée on constate que la teneur en eau ne diminue plus ou seulement de façon imperceptible. Cette teneur en eau minimale est résiduelle (θ_r) mais sa valeur n'est pas toujours clairement définie. En réalité au fur et à mesure de la succion augmente et que les pores se vident de leur eau, un autre phénomène apparaît progressivement : la continuité de la phase aqueuse diminue et les pores qui contiennent encore de l'eau (eau hygroscopique) ne sont plus interconnectés et l'eau est fortement soudées aux particules qui l'entourent. Pour pouvoir extraire encore de l'eau il est nécessaire d'appliquer des succions excessivement très élevées ($\geq 10^6$ kPa). Puisque les expériences visant à évaluer la courbe de rétention sont rarement poussées jusqu'à des niveaux aussi élevés de succion, qui demandent des équipements très spécialisés, on se contente généralement de définir θ_r par la teneur en eau à laquelle aucune variation importante n'est encore perceptible quand la succion augmente, ou encore de fixer $\theta_r=0$ pour une succion de 10^6 kPa (Fredlund & Xing, 1994).

Les propriétés de rétention en eau, présentées par la relation caractéristique entre θ et h , sont considérées comme un des paramètres déterminants dans l'évaluation du régime hydrique des sols saturés et non saturés. Ces propriétés servent également d'intrants importants pour les modèles hydrologiques qui sont utilisés pour faire la planification des ressources en eau à diverses échelles. Elles sont spatialement et temporellement variables (Bruand *et al.*, 1996; Al Majou *et al.*, 2007) et dépendent de différents facteurs.

I. 3. 3. Paramétrisation des propriétés hydriques du sol

La courbe de rétention en eau a fait l'objet de nombreuses études dans les dernières décennies. Les articles de Leong and Rahardjo (1997), Vereecken *et al.* (2010), Malaya and Sreedeeep (2012), Assouline and Or (2013) et Vereecken *et al.* (2016) font l'état de l'art de cette thématique. La fonction de rétention d'eau du sol, (h), est non linéaire et, par conséquent, la détermination des paramètres de rétention d'eau du sol nécessite un ajustement non linéaire de l'équation. Des modèles de courbes dont on ajuste les paramètres (généralement 3 ou 4 paramètres) ont été ainsi proposés dans la littérature (Brooks & Corey, 1964; Campbell, 1974; Van Genuchten, 1980; Durner, 1994). Nous pouvons définir deux types de modèles, respectivement à fondement mathématique et à fondement physique. Les modèles mathématiques permettent de représenter une série de courbes de rétention ou courbes de conductivité obtenues expérimentalement. Ils doivent être suffisamment souples pour s'adapter à la texture et la structure des différentes sortes de sols. Parmi les modèles développés pour la courbe caractéristique de la rétention en eau, les plus connus sont les modèles unimodaux de Brooks and Corey (1964), de Campbell (1974) et de Van Genuchten (1980). Pour des sols à structure poreuse hétérogène, Durner (1994) a mis au point une fonction de rétention multimodale, construite par superposition linéaire de courbes secondaires du modèle de Van Van Genuchten (1980). Les équations détaillées de ces modèles empiriques sont présentées dans le tableau I-1. Les modèles physiques utilisent directement certaines caractéristiques physiques du sol (granulométrie, D_a ...) pour estimer les propriétés hydrodynamiques et on cite également les modèles de Arya and Paris (1981) et Assouline *et al.* (1998).

Tableau I- 1. Trois modèles unimodaux : Brooks et Corey (BC), Campbell (C) et van Genuchten (VG) et un modèle multimodal : Durner (DM).

Modèle	Equation	Paramètres du modèle
BC (1964)	$S_e = \begin{cases} \left(\frac{h}{h_a}\right)^{-\lambda} & (h > h_a) \\ 1 & (h \leq h_a) \end{cases}$ <p>Avec $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$</p>	<p>S_e : la saturation effective ou teneur en eau effective, $0 \leq S_e \leq 1$</p> <p>λ : l'index de distribution de la taille des pores, est adimensionnel et varie de 0,70 à 0,15 selon la texture des sols (sable à limono-argileux)</p> <p>h_a : le potentiel au point d'entrée d'air en cm. Il prend des valeurs entre -10 et -1000 cm en fonction du type de sol</p> <p>θ_s : teneur en eau à saturation et θ_r : la teneur en eau résiduelle</p>
C (1974)	$\theta = \theta_s \left(\frac{h}{h_a}\right)^{\frac{-1}{b}}$	<p>h et h_a exprimés initialement en bar</p> <p>b : est une constante empirique, caractéristique du sol considéré</p>
VG (1980)	$S_e = \left[\frac{1}{1+(\alpha h)^n}\right]^m$ <p>($\alpha > 0, n > 1, 0 < m < 1$)</p> <p>Avec $S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$</p>	<p>S_e est la saturation effective</p> <p>α est un paramètre empirique</p> <p>n est un paramètre empirique (>1)</p> <p>$m = 1 - (1/n)$, est un paramètre empirique</p>
D (1994)	$S_e = \sum_{i=1}^k w_i \left[\frac{1}{1+(\alpha_i h)^{n_i}}\right]^{m_i}$ <p>($0 < w_i < 1, \sum w_i = 1$)</p>	<p>k : le nombre de "sous-systèmes" qui forment la distribution de la taille des pores. Si $k=2$, le modèle est appelé bimodal et si $k=3$ est le modèle trimodal.</p> <p>w_i : le facteur de pondération pour les sous-courbes</p> <p>α_i, n_i et m_i : des paramètres empiriques similaires à ceux de Van Genuchten (1980)</p>

L'inconvénient des deux modèles BC et C est qu'ils présentent une discontinuité lorsque $h = h_a$, c'est à dire, une rupture de pente brusque située au niveau du point d'entrée d'air. Ceci empêche parfois une convergence rapide des schémas de résolution numérique. En outre, le modèle de C ne fait pas apparaître le terme θ_r ce qui limite d'autant plus la flexibilité de ce modèle. Le modèle de Van Genuchten (1980) est le plus couramment utilisé de par sa simplicité. La forme analytique de ce modèle permet de mieux rendre compte de l'existence du point d'inflexion sur les courbes $h(\theta)$ et des changements de pente autour de celui-ci (Bastet *et al.*, 1998).

I. 4. Facteurs influençant les propriétés hydriques des sols agricoles

I. 4. 1. Carbone organique et texture

Le carbone organique (CO) du sol est identifié comme un agent stabilisateur des agrégats (Chenu *et al.*, 2000; Bronick & Lal, 2005). Chenu *et al.* (2000) ont identifié deux principaux effets du CO: i) augmentation de la cohésion des agrégats à travers la liaison de particules minérales avec des polymères organiques, ou par l'emmêlement physique de particules liées aux racines fines, et ii) diminution de la mouillabilité des agrégats qui ralentit leur vitesse

d'humectation et donc la fragmentation produite par le gonflement du sol. Le CO du sol a donc des effets sur la structure du sol et par conséquent sur les propriétés de rétention de l'eau du sol. De plus, la relation entre le taux de CO et les propriétés hydriques est affectée par la texture, et plus particulièrement par la teneur en argile (Rawls *et al.*, 2003). En effet, la teneur en argile a des effets sur la structure et par conséquent sur les propriétés hydrauliques du sol induites par les phénomènes de gonflement et de dispersion (Bronick & Lal, 2005).

L'étude de l'effet du CO sur les propriétés de rétention en eau du sol a fait l'objet de nombreuses études (Rawls *et al.*, 2003; Bronick & Lal, 2005; Saxton & Rawls, 2006; Papadopoulos *et al.*, 2014; Rajkai *et al.*, 2015; Minasny & McBratney, 2018) mais les résultats observés sont parfois contradictoires. Cela est probablement dû aux contextes d'étude contrastés et très spécifiques, et à la faible teneur en CO dans certains sols étudiés. Certaines études ont rapporté des effets positifs notables (Bauer & Black, 1992; Chenu *et al.*, 2000; Acar *et al.*, 2018), tandis que d'autres ont montré un effet limité (Minasny & McBratney, 2018). Dans leur étude réalisée sur 12000 échantillons de sol provenant de la base de données de l'USDA, Rawls *et al.* (2003) concluent que la teneur en CO i) a plus d'impact sur la teneur en eau à faible potentiel matriciel (-33 kPa) qu'à des forts potentiels matriciels, équivalent au point de flétrissement permanent (-1500 kPa), et ii) a plus d'impact sur la rétention de l'eau des sols à texture grossière que sur la rétention de l'eau dans les sols à texture fine. Des résultats similaires ont été rapporté par Minasny and McBratney (2018). A travers une méta-analyse de 60 publications avec une grande base de données (plus de 50 000 mesures dans le monde), Minasny and McBratney (2018) ont observé que l'augmentation de la teneur en CO n'a qu'un faible effet sur la teneur en eau du sol. Une augmentation moyenne de 1 % de la teneur en CO du sol entraîne l'augmentation de la teneur en eau à saturation, la capacité au champ, le point de flétrissement permanent et la réserve en eau disponible. L'augmentation tend à diminuer avec l'augmentation de la teneur en CO. Ils ont aussi remarqué que l'augmentation de la teneur en eau avec la teneur en CO était la plus importante à la saturation (potentiel matriciel de 0 kPa), suivie par la capacité au champ (-10 ou -33 kPa) et le point de flétrissement permanent (-1500 kPa). L'effet du CO sur les propriétés de rétention a été fonction de la texture et en particulier à la teneur en argile. En effet, l'augmentation est plus importante dans les sols sableux, suivis par les sols limoneux, et est moindre dans les sols argileux. L'augmentation de la teneur en eau a été significative pour les sols sableux avec une teneur en argile de 0 à 20 % ; tandis qu'elle diminue pour des sols avec des teneurs en argile comprises entre 20 à 40 % et devient insignifiante lorsque la teneur en argile est supérieure à 40 %.

Les études sur les effets de la teneur en CO et de la teneur en argile sur la conductivité hydraulique à la saturation (K_s) et en condition non saturée ($K(h)$) sont moins nombreuses que pour la rétention de l'eau dans le sol (Rawls *et al.*, 2003). Børgesen *et al.* (2006) ont montré que les variations de la conductivité hydraulique $K(h)$, pour une gamme allant de la saturation à un potentiel de -4 cm, sont plus importantes pour les sols sableux par rapport aux sols argileux. Concernant K_s , Jarvis *et al.* (2013) ont montré que cette propriété dépend plus fortement de la densité apparente, de la teneur en CO et de l'occupation du sol que de la teneur en argile. Leur étude montre aussi que pour les sols argileux, la contribution des macropores à la conductivité hydraulique proche de la saturation est plus importante que pour les sols ayant une autre texture. Ils obtiennent aussi une corrélation négative entre la teneur en CO et K_s , probablement à cause du phénomène d'hydrophobicité. En effet, l'association du CO avec les minéraux argileux peut

augmenter l'hydrophobicité (réduire la mouillabilité) d'un sol (Chenu *et al.*, 2000). L'hydrophobicité peut favoriser l'apparition des écoulements dans la macroporosité du sol et donc affecter la conductivité hydraulique (Jarvis, 2007).

I. 4. 2. Travail du sol

Parmi les nombreuses techniques culturales existantes (fertilisation, irrigation, traitement phytosanitaire...), le travail du sol est probablement la technique qui a le plus d'influence sur les propriétés physiques et hydriques du sol (Strudley *et al.*, 2008; Alvarez & Steinbach, 2009; Pires *et al.*, 2017; Haruna *et al.*, 2018). Le travail du sol se définit comme toute opération mécanique réalisée à l'aide de divers types d'outils pour fragmenter et amener le sol à un état physique souhaité, comme par exemple : i) la création d'un état favorable à la germination des graines et au bon développement racinaire, ii) l'enfouissement et le mélange des résidus de récoltes, des amendements et des engrais organiques et minéraux, iii) la destruction de la flore adventice, et iv) le contrôle et la lutte contre l'érosion (Roger-Estrade *et al.*, 2013). En fonction du degré d'intensification du travail du sol, plusieurs modalités de travail du sol peuvent être identifiées, dont les plus documentées dans la littérature sont : le travail du sol conventionnel (CT) ou profond, le travail du sol superficiel (ST) ou réduit, et l'absence de travail du sol (NT) ou semis direct. Le CT touche généralement les 30–40 premiers centimètres de sol. Traditionnellement effectué avec une charrue à versoir ou avec un outil animé par prise de force du tracteur (rotobèche, rotavator, ...), le CT vise à enfouir et mélanger au sol les résidus de récolte et les adventices, favoriser l'infiltration et l'évacuation de l'eau et régénérer la structure du sol. Le ST touche une épaisseur variable entre les 5 à 20 premiers centimètres de la couche arable du sol. Il peut être effectué à l'aide d'une diversité importante d'outils selon leur intensité de fragmentation du sol. Ce type d'opération est employé généralement pour des objectifs de déchaumage ou pour la préparation du lit de semences et la création d'un environnement favorable à la germination et à la levée des semences (Baize *et al.*, 2013). L'utilisation des engins mécaniques lors du travail du sol quand le sol est suffisamment humide peut créer un tassement du sol difficile à remédier (Boizard *et al.*, 2013). L'un des intérêts du recours aux techniques culturales avec NT est précisément d'éviter le tassement du sol.

Une des fonctions assignées au travail du sol est la modification de la structure en vue de contrôler le fonctionnement hydrique du sol. Les effets du travail du sol et des différentes techniques culturales sur les propriétés physiques et hydrauliques du sol peuvent être groupés en 2 types : i) les effets à court terme allant de quelques jours après une intervention culturale donnée jusqu'à 10 ans de pratique, et ii) les effets « cumulatifs » à long terme, qui sont induits par le travail du sol pour une durée de pratique supérieure à 10 ans. L'interaction des effets dus à la variabilité naturelle des propriétés du sol avec les effets dus au travail du sol et ses modalités peut rendre difficile l'identification de ces derniers. Strudley *et al.* (2008) identifient la conductivité hydraulique, K_s et $K(h)$, comme un « mauvais » indicateur de la réponse hydraulique du sol aux différentes modalités de travail du sol, en raison de sa forte variabilité naturelle qui peut masquer les effets des pratiques.

I. 4. 2. 1. Effets à court terme

Les effets à long terme du travail conservatif du sol (ST et NT) ont été bien documentés, contrairement aux effets à court terme, en particulier lorsqu'on passe de CT à NT. Strudley *et al.* (2008) ont compilé un nombre conséquent d'études concernant les effets transitoires du travail du sol sur les propriétés hydrauliques. Les principaux effets sur la couche de sol travaillée sont : l'augmentation de la porosité, la réduction de la densité apparente, et l'augmentation de la rétention de l'eau et de la conductivité hydraulique. Ce sont des effets à court terme ou des effets transitoires (Alletto & Coquet, 2009) car ils ont lieu généralement pendant la période de croissance de la culture. Les évolutions des propriétés sont influencées par plusieurs facteurs : les précipitations, les cycles d'alternance dessiccation / réhumectation causant les phénomènes de gonflement et de retrait des sols argileux, l'enracinement des cultures, la reconsolidation de la structure du sol provoquant la diminution de la porosité (Daraghmeh *et al.*, 2008; Alletto & Coquet, 2009; Castellini & Ventrella, 2012; Jirků *et al.*, 2013; Salem *et al.*, 2015; Peña-Sancho *et al.*, 2016; Zhang *et al.*, 2017; Angel *et al.*, 2018). Toutefois, en ce qui concerne la porosité active, qui participe au transfert de l'eau dans le sol, les effets de ces facteurs peuvent également entraîner une légère augmentation de cette porosité pendant le printemps et l'été, probablement due à la création de pores biologiques (racines, galeries de vers de terre) et de fissures (Schwen *et al.*, 2011b). Il a été démontré que l'augmentation de cette a porosité est principalement associée à une augmentation du nombre ou de la fraction volumique des macropores (Ahuja *et al.*, 1998).

L'effet du travail du sol conservatif (ST et NT) sur le compactage du sol est devenu une préoccupation majeure pour les producteurs qui envisagent d'adopter ce système de travail du sol (Licht & Al-Kaisi, 2005). Limiter le développement des racines des cultures en raison du compactage et de la mauvaise infiltration de l'eau constitue le principal obstacle initial du travail du sol conservatif (Chen *et al.*, 2009). Toutefois, le compactage du sol est souvent évalué en mesurant la densité apparente du sol. Salem *et al.* (2015) ont montré que le compactage du sol diminuait avec CT comparativement aux pratiques de travail du sol conservatifs après la saison de croissance (5 mois). En effet, la couche arable est ameublie par un labour agressif avec un travail du sol conventionnel, ce qui a réduit la D_a et l'indice de compactage du sol. A travers une méta-analyse des données provenant de 35 sites expérimentaux situés à Pampa (Argentine), Alvarez and Steinbach (2009) ont aussi noté une diminution des valeurs de D_a avec le CT. Osunbitan *et al.* (2005) ont remarqué une augmentation de la compaction du sol avec le temps après 8 semaines de CT dans les premiers 5 centimètres de la couche arable, alors que à une profondeur de 5-15cm c'est le NT qui montre l'indice de compaction le plus élevé. Bodner *et al.* (2013) ont ainsi étudié les effets à court terme de la préparation mécanique du lit de semence sur la valeur de $K(h)$ et sur la distribution de la porosité pour 3 systèmes de culture sous couvert pendant 3 années consécutives sur un sol limoneux. Ils ont estimé que les effets de reconsolidation après le travail du sol durent 18 mois, temps après lequel le sol récupère ses propriétés existantes avant l'opération de travail du sol.

L'un des principaux avantages associés au travail conservatif du sol est l'augmentation de la capacité de rétention en eau du sol, surtout les années où les précipitations sont faibles (Thierfelder & Wall, 2009; Schwartz *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2013; Awada *et al.*, 2014; Busari *et al.*, 2015). Une plus grande disponibilité de l'eau dans le sol a été attribuée à l'effet de la

présence du chaume et de résidus de culture à la surface du sol qui réduit les pertes d'eau par évaporation (Liu *et al.*, 2013; Busari *et al.*, 2015), et améliore l'infiltration d'eau en réduisant les écoulements (Thierfelder & Wall, 2009). Zhang *et al.* (2017) ont étudié la variation des effets du travail du sol sur la rétention d'eau au cours du temps et ils ont remarqué que le travail du sol entraîne au début une augmentation de la capacité de rétention en eau pendant les 4 premiers cycles de mouillage et séchage après travail du sol mais cet effet devient relativement faible au cours des cycles suivants. La variation temporelle de la rétention en eau a été attribuée à l'augmentation de la porosité résiduelle (microporosité) au détriment de la porosité effective (macroporosité).

I. 4. 2. 2. Effets à long terme

Les travaux publiés par Green *et al.* (2003), Strudley *et al.* (2008), Alvarez and Steinbach (2009), Verhulst *et al.* (2010), Bai *et al.* (2018) et Haruna *et al.* (2018) constituent une source bibliographique importante sur les effets à long terme des modalités de travail du sol. Ils s'accordent à conclure que les résultats obtenus sont parfois contradictoires au regard des différents types de sol, conditions climatiques et techniques culturales analysés. Toutefois, malgré la difficulté à déduire des tendances générales, leurs principales conclusions concernant les effets à long terme sont les suivants :

- La macroporosité totale semble diminuer en semis direct NT et travail du sol réduit ST par rapport au travail du sol conventionnel CT (Verhulst *et al.*, 2010), toutefois la connectivité des macropores semble augmenter et rester stable dans le sol en semis direct NT (Green *et al.*, 2003; Lipiec *et al.*, 2006; Strudley *et al.*, 2008; Verhulst *et al.*, 2010; Schwen *et al.*, 2011a; Pires *et al.*, 2017; Acar *et al.*, 2018; Schlüter *et al.*, 2018);
- Les flux d'infiltration ainsi que les valeurs de K_s et $K(h)$ semblent être supérieures pour les sols en travail de sol réduit et semis direct présentant plus de connectivité de macropores (Blanco-Canqui & Lal, 2007; Strudley *et al.*, 2008; Alvarez & Steinbach, 2009; Jabro *et al.*, 2016; Haruna *et al.*, 2018);
- La rétention de l'eau dans le sol semble être plus importante dans les sols en semis direct et en travail de sol réduit par rapport au travail du sol conventionnel (Green *et al.*, 2003; Bescansa *et al.*, 2006a; Strudley *et al.*, 2008; Alvarez & Steinbach, 2009; Verhulst *et al.*, 2010; Kargas & Londra, 2014; Haruna *et al.*, 2018; Schlüter *et al.*, 2018).

Cependant, des études récentes ont contredit ces grandes tendances. Par exemple, Alletto *et al.* (2010) ont montré des valeurs de $K(h)$ comparables à la surface d'un sol limon-sableux en modalités de travail de sol réduit ST et conventionnel CT. Castellini and Ventrella (2012), dans une étude conduite sur un sol argileux où la caractérisation de la conductivité hydraulique a été réalisée à la fin de la période de croissance (printemps) de 3 années consécutives, ont également montré des valeurs de $K(h)$ équivalentes entre les modalités ST et CT.

En dehors de l'effet propre des modalités CT, ST et NT, les effets de ces modalités combinées avec une couverture végétale pendant l'hiver, ainsi qu'avec la rotation de cultures ont été aussi évalués sur le long terme. Dans une étude portant sur les effets de diverses modalités de travail du sol avec et sans couverture végétale sur plusieurs paramètres caractérisant la porosité du sol (porosité totale, porosité remplie par l'air, distribution de pores), Abdollahi and Munkholm

(2014) ont mis en évidence des effets plus importants dus à la couverture végétale sur la porosité par rapport à ceux qui sont dus aux modalités de travail du sol. Leurs résultats montrent que la couverture végétale favorise la connectivité des macropores dans le sol favorisant ainsi le transfert de l'eau et la croissance racinaire et diminuant les effets négatifs de la présence d'une semelle de labour dans les sols travaillés.

Concernant la rotation de cultures, Boizard *et al.* (2002) ont étudié la structure de la couche travaillée d'un sol limoneux sous les effets de différentes rotations de cultures et de diverses dates de semis et de récolte (précoce par rapport à tardive). Leur étude s'appuie sur la description visuelle du profil pédologique pour caractériser les zones plus compactes résultant du travail du sol (zones Δ) pendant 12 années. Leurs résultats montrent : i) la réversibilité de la dégradation de la structure du sol pour tous les systèmes de culture étudiés et, ii) les effets combinés du climat et des systèmes de culture sur la distribution de zones Δ dans la couche du sol travaillée et dans le temps.

I. 5. Mesure et estimation des propriétés hydriques du sol

I. 5. 1. Méthodes conventionnelles

La rétention en eau est une propriété hydraulique indispensable pour la compréhension du comportement chimique, mécanique et hydrologique des sols ainsi que son effet sur la croissance des plantes (Hillel, 2004). Liée à la taille et à la connectivité des espaces poreux, elle est donc fortement influencée par la texture et la structure du sol, ainsi que par d'autres constituants, dont la matière organique. In situ, le suivi de la rétention de l'eau peut être effectué par l'utilisation conjuguée de tensiomètres et par des mesures en continu de la teneur en eau. Le principe de cette méthode consiste à placer une bougie poreuse saturée d'eau dans le sol. Cette bougie est reliée à un manomètre par un circuit hydraulique étanche. Le sol va engendrer une succion au niveau de la bougie qui se traduit par un transfert d'eau de celle-ci vers le sol. Ce flux se répercute par une chute de la pression hydrostatique dans le circuit hydraulique qui est mesurée par un manomètre. Une telle technique présente un domaine de validité compris entre 0 et 100 kPa (Riou *et al.*, 1997).

Il existe différentes méthodes pour la détermination au laboratoire des caractéristiques de rétention en eau, dont celles qui sont basées sur l'utilisation de la table à succion et la presse de Richards, et qui seront décrites plus en détail au chapitre II. La table à succion utilise le même principe que le tensiomètre et comme celui-ci la table à succion est physiquement limitée à 100 kPa (Riou *et al.*, 1997). Le principe de la technique des presses de Richards qui permet d'obtenir une courbe de rétention en eau $\theta(h)$ (Klute, 1986; Quétin & Gaillard, 1998) consiste à placer des échantillons du sol sur une plaque poreuse dans une enceinte fermée à l'intérieur de laquelle une surpression d'air est appliquée. La pression de l'air à l'intérieur de l'enceinte est ajustée à une valeur qui correspond au potentiel de l'eau que l'on veut imposer dans l'échantillon. Dès que la pression à l'intérieur de l'échantillon dépasse celle appliquée à l'intérieur de l'enceinte, l'eau retenue par le sol est entraînée à travers la plaque et s'évacue par un orifice situé au-dessous de l'échantillon. Il est nécessaire d'attendre environ deux jours avant que de l'eau soit expulsée de l'échantillon et que l'équilibre entre la pression de l'eau restante dans l'échantillon et celle de l'air de l'enceinte soit atteint. On procède ensuite à la pesée de l'échantillon. On

répète l'opération à différents paliers de pression, de plus en plus élevés, la limite de pression applicable dépend des caractéristiques de la plaque poreuse.

Il est souhaitable de déterminer la courbe de rétention hydrique par des mesures directes, mais cela est parfois difficile voire impossible pour une ou plusieurs des raisons suivantes :

- i) Les mesures sont coûteuses et prennent beaucoup de temps (Romano & Palladino, 2002).
- ii) Les propriétés hydrauliques des sols sont de nature hystérétique (processus de mouillage et de séchage).
- iii) Les données expérimentales disponibles ne peuvent pas représenter l'ensemble des relations décrivant les propriétés hydrauliques.
- iv) Les techniques de mesures présentent des limites physiques pour les potentiels matriciels élevés.

I. 5. 2. Méthodes de prédiction et de modélisation mathématique

En pratique, l'évaluation de la quantité d'eau retenue par le sol passe généralement par des mesures directes (gravimétrie) ou indirectes (sondes à neutrons ou sondes TDR) (Robinson *et al.*, 2005). Cependant, la lourdeur et le coût des mesures représentent un vrai obstacle pour cette évaluation, le développement d'outils d'estimation de ces propriétés hydriques est ainsi indispensable. Pour cette raison, des outils de prédiction ont été développés pour estimer de telles propriétés (Van Lanen *et al.*, 1987). En effet, de nombreux chercheurs ont conduit, depuis les années 1960, des travaux afin d'établir des relations statistiques entre les propriétés de rétention en eau des sols, notamment la teneur en eau, et leur composition granulométrique. Ces relations, qui permettaient au début d'estimer les teneurs en eau à des valeurs particulières du potentiel de pression, n'ont cessé de se développer et de se complexifier au cours des années par leur forme mathématique et la nature des caractéristiques prises en compte. C'est finalement vers la fin des années 1980 que Van Lanen *et al.* (1987) introduisent le terme de « fonction de pédotransfert (FPT) », comme une fonction qui transfère l'information pédologique appliquée au sol. Elle correspond ainsi à une expression mathématique reliant des caractéristiques du sol aisément accessible à une propriété ou un comportement hydrique du sol (Bastet *et al.*, 1998; Al Majou *et al.*, 2007; Vereecken *et al.*, 2010; Patil & Singh, 2016). Les FPT ont été le plus souvent établies par régression multilinéaire. Elles correspondent à autant de modèles empiriques de la relation pouvant exister entre la composition d'un sol et ses propriétés de rétention en eau (Al Majou *et al.*, 2007).

Au cours des dernières décennies, de nombreux chercheurs ont préconisé des méthodes alternatives qui s'appuient sur des FPT pour estimer les propriétés hydrauliques du sol (Schaap *et al.*, 2001; Bruand *et al.*, 2002; Pachepsky & Rawls, 2003; Vereecken *et al.*, 2010; Patil & Singh, 2016; Zou *et al.*, 2016). Ces FPT s'appuient sur des propriétés fondamentales du sol, telles que la composition granulométrique, la masse volumique apparente D_a , la teneur en carbone organique, comme variables prédictives. Récemment, les caractéristiques topographiques (Romano & Palladino, 2002; Pachepsky & Rawls, 2003) et les indices de végétation (Sharma *et al.*, 2006) ont également été considérés comme variables prédictives dans les FPT. Typiquement, on trouve deux catégories de FPT, des fonctions linéaires (Rawls *et al.*, 1982) ou non linéaires (Hodnett & Tomasella, 2002).

De même, des techniques de modélisation avancées comme le réseau neuronal artificiel (RNA) (Schaap *et al.*, 2001; Minasny & McBratney, 2002) ou k-voisinage le plus proche (Nemes *et al.*, 2003) ont été proposées. La performance de plusieurs FPTs a également été comparée avec les méthodes de mesure conventionnelles. Par exemple, Simunek *et al.* (1998) ont comparé les propriétés hydrauliques du modèle de Van Genuchten (θ_r , θ_s , α , n et K_s) mesurées avec l'infiltromètre à différentes tensions avec celles obtenues à partir des FPTs (Carsel & Parrish, 1988) et des prédictions basées sur les RNA (Schaap *et al.*, 1998) et ont observé que l'approche basée sur les RNA peut être utilisée comme alternative à la mesure directe de ces propriétés hydrauliques du sol. De même, Cornelis *et al.* (2001) ont montré que les FPTs développées par Vereecken *et al.* (1989) sont plus performantes que d'autres FPTs publiées dans la littérature. Jana *et al.* (2008) ont couplé le RNA bayésien avec une approche de correction de biais non linéaire pour prédire les propriétés hydrauliques du sol à travers de multiples échelles spatiales. Malgré ces développements, de grands ensembles de données d'entrée sont encore nécessaires pour développer des FPTs fiables. De plus, les FPTs devaient également être développées localement (Hodnett & Tomasella, 2002). La création d'une base de données de grande envergure sur les sols pour le développement de FPT spécifique à une région est chronophage et très coûteuse.

A côté des relations statistiques des FPT et si l'on écarte les FPT de type RNA, qui ne représentent qu'un nombre très limité d'études, les FPT peuvent être regroupées en deux grands ensembles. D'une part, celles qui permettent de prédire, de façon continue en fonction de la composition du sol, la quantité d'eau retenue lorsque le potentiel de l'eau varie. Il s'agit alors des FPT continues ou FPTC (Patil & Singh, 2016). D'autre part, celles qui permettent de prédire par classe de composition du sol la quantité d'eau retenue lorsque le potentiel varie. Il s'agit alors des classes de FPT ou CFPT. Dans ce cas, des propriétés de rétention en eau sont proposées par classe, après avoir regroupé et classé les sols selon leur composition (Bruand *et al.*, 2002).

I. 6. Spectroscopie visible et proche infrarouge des sols

La détermination des propriétés hydrodynamiques du sol passe par des analyses en laboratoire qui sont en général longues et onéreuses. Par ailleurs certaines propriétés du sol soit sont rarement analysées en routine malgré leur importance, soit consomment des extractifs potentiellement nocifs. Des solutions alternatives ont donc été cherchées pour remplacer ces méthodes analytiques *de facto* peu demandées par les agriculteurs. Au cours des dernières décennies, des équipes de recherche ont concentré leur attention sur l'utilisation de la spectroscopie de réflectance diffuse dans le proche infrarouge pour mesurer les propriétés du sol. Au milieu des années 1990 et au début des années 2000, le domaine a commencé à prendre de l'ampleur, initiant et mettant en lumière des développements significatifs de la technologie. Une grande quantité de travail, réalisée par de nombreux chercheurs à travers le monde, a contribué à ce qui est maintenant le noyau de la spectroscopie infrarouge pour la science du sol. Cette technique offre des perspectives intéressantes pour répondre au besoin d'une meilleure connaissance des propriétés du sol notamment les propriétés hydriques. L'un des avantages de l'utilisation de la spectroscopie proche infrarouge pour l'analyse des sols est la simplicité de sa mise en œuvre en termes de préparation des échantillons et de temps nécessaire pour l'acquisition des données. De plus, cette mesure peut être effectuée aussi bien en laboratoire

que sur le terrain (Genot *et al.*, 2014). Les études les plus influentes ont été menées, entre autres, par Ben-Dor and Banin (1995), Viscarra Rossel and McBratney (1998), Shepherd (2000) et Stenberg (2010). De nos jours, l'amélioration des méthodes est toujours d'actualité. Un rappel sur les notions générales de la technique de la spectroscopie est proposé, avant de présenter les approches utilisées pour l'enregistrement des spectres et l'utilité de cette technique dans l'étude des propriétés hydriques du sol.

I. 6. 1. Principe

Le principe de base de la spectroscopie optique repose sur la mesure de l'interaction entre un rayonnement électromagnétique (Figure I-4) et la matière à différentes fréquences. Elle permet d'obtenir des informations cristallographiques sur la matière à partir de son interaction avec le rayonnement incident. Les mesures spectrales du sol sont obtenues à l'aide d'un spectromètre. Cet instrument peut être soit passif, utilisant le soleil comme source lumineuse, soit actif avec une source de lumière intégrée. Selon la fréquence du rayonnement (ultraviolet, visible, infrarouge...), l'interaction matière-rayonnement concerne divers types de niveaux d'énergie de la matière. Dans cette étude nous nous intéressons plus spécifiquement à la gamme de longueurs d'ondes du visible (Vis) et du proche infrarouge (PIR).

Le rayonnement dans le visible couvre la gamme des longueurs d'onde comprise entre 400 et 780 nm. Le proche infrarouge couvre la plage de longueurs d'onde comprise entre 780 et 2 500 nm. Parfois, certains auteurs font une distinction entre le très proche infrarouge et le proche infrarouge de part et d'autre d'une limite située soit à 900nm soit à 1000nm. Dans le domaine spectral de l'infrarouge, proche et moyen, l'absorption d'une fraction du rayonnement incident par le milieu cible est due à la vibration des liaisons moléculaires des constituants qui le composent. A chaque liaison correspond une fréquence de vibration spécifique appelée fréquence fondamentale qui est une signature de cette liaison. La mécanique quantique a montré que ces vibrations sont quantifiées avec des niveaux d'énergie discrets (Miller, 2001). Ainsi, pour une liaison donnée, si l'énergie du rayonnement incident est égale à la différence entre l'état vibrationnel de plus basse énergie et le premier état excité cela va engendrer la vibration fondamentale de la liaison qui est caractérisée par sa fréquence fondamentale. En règle générale, ces fréquences fondamentales sont situées dans le domaine spectral du moyen infrarouge (MIR) (2500-25000 nm). Par contre, dans le PIR les vibrations observées se produisent soit à des fréquences multiples des fréquences fondamentales (bandes harmoniques), soit à des fréquences qui sont des combinaisons linéaires des fréquences fondamentales (bandes de combinaison). La molécule de l'eau par exemple possède trois vibrations fondamentales : i) deux vibrations d'élongation des liaisons O-H l'une symétrique et l'autre asymétrique de fréquences respectives 3576 cm^{-1} et 3652 cm^{-1} , et ii) une vibration de déformation qui modifie l'angle entre les deux liaisons O-H de fréquence 1545 cm^{-1} .

Dans la région du visible, ce sont principalement les transitions électroniques qui sont à l'origine des absorptions observées (Stenberg *et al.*, 2010). Les niveaux d'énergie électroniques étant eux aussi discrets, la transition d'un électron d'un niveau d'énergie inférieur vers un niveau supérieur (Figure I-5a) n'est possible que si l'énergie de l'excitation est exactement égale à la différence d'énergie entre ces deux niveaux. Si l'énergie de l'excitation est supérieure ou égale à celle de l'ionisation, alors l'électron est arraché à l'atome. En réalité, dans un milieu

complexe comme le sol, où les électrons sont en interaction, un photon de fréquence donnée peut induire l'excitation de plusieurs électrons et provoquer plusieurs transitions électroniques en même temps (Figure I-5b). Pour les sols, les absorptions dans cette région du visible sont principalement associées à la présence des oxydes de fer comme par exemple l'hématite et la goethite (Stenberg *et al.*, 2010; Gubler, 2011).

La réflectance spectrale est par définition le rapport entre l'intensité réfléchi à une longueur d'onde donnée par la cible et l'intensité incidente à la même longueur d'onde. Ainsi, le spectre de réflectance d'un sol est une représentation de la fraction de l'intensité du rayonnement incident réfléchi aux différentes longueurs d'onde, ou fréquences, qui le composent. Dans le cas où la fraction du rayonnement transmise par le milieu est nulle, le spectre d'absorbance (A) se déduit directement du spectre de réflectance (R) par la transformation suivante: $A = \log(1/R)$.

Les longueurs d'onde auxquelles la plus grande partie de la lumière est absorbée, apparaissent sous la forme des signaux réduits du rayonnement réfléchi, correspondent à des propriétés particulières du sol. Les facteurs qui ont le plus d'influence sur l'absorption sont l'humidité, la température et la composition chimique du sol. Les chromophores sont des paramètres ou substances (chimiques ou physiques) présents dans le sol et qui affectent significativement la forme et la nature du spectre du sol. La réflectance spectrale d'un échantillon de sol donné est donc le résultat de l'ensemble des interactions chromophores-énergie électromagnétique incidente (Ben-Dor *et al.*, 2008). Les chromophores chimiques absorbent la radiation incidente dans des niveaux d'énergie précise et pour le sol, il y a trois types de chromophores chimiques : minéraux (minéraux argileux, oxydes de fer, carbonates, phosphates, ...), matière organique et eau (solide, liquide et gazeux). Les chromophores physiques, tels que la granulométrie, la rugosité affectent quant à eux l'ensemble du spectre.



Figure I- 4. Les différentes régions du spectre lumineux (Genot *et al.*, 2014).

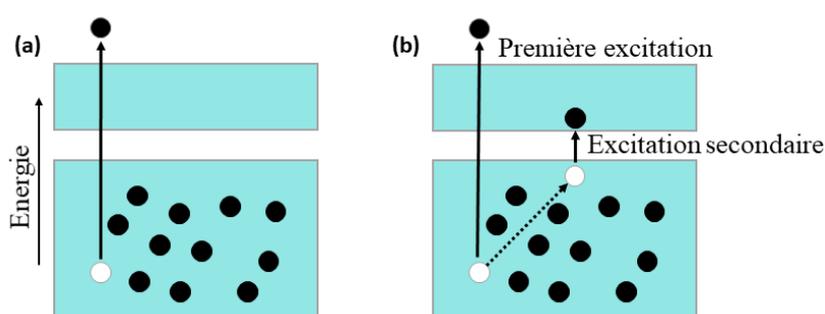


Figure I- 5. Illustration schématique d'une excitation d'un système d'électrons indépendants (a) et dans un système d'électrons en interaction (b).

Comme expliquée ci-dessus, le spectre PIR est constitué de bandes harmoniques et de combinaison de bandes fondamentales, observées dans l'infrarouge moyen (Genot *et al.*, 2014). L'origine des bandes proche infrarouge est l'absorption de la lumière proche infrarouge par des liaisons de molécules organiques ou des groupements hydroxyles (-OH) des minéraux argileux. La région du PIR se caractérise par des larges bandes superposées et de faibles modes vibratoires qui donnent peu de caractéristiques du sol. Ainsi, les spectres de réflectance du sol dans le PIR sont non spécifiques à cause du chevauchement des bandes d'absorption des constituants du sol. Les absorptions dans le PIR résultent des harmoniques de OH, SO₄ et les groupes CO₃, ainsi que des combinaisons des fréquences fondamentales de H₂O et CO₂ (Clark, 1999; Stenberg *et al.*, 2010; Genot *et al.*, 2014). Les minéraux argileux peuvent montrer des absorptions dans le Vis-PIR à cause de la déformation ou de l'élongation de la liaison métal-OH (Viscarra Rossel *et al.*, 2006). Les carbonates ont aussi de faibles pics d'absorption dans le PIR (Stenberg *et al.*, 2010). Les bandes d'absorption de l'eau les plus dominantes sont à 1400 et 1900 nm mais il existe d'autres bandes plus faibles dans d'autres parties de la gamme du Vis-PIR (Liu *et al.*, 2002).

I. 6. 2. Performance de prédiction des propriétés des sols

La matière organique du sol, la texture du sol et la minéralogie argileuse du sol ont été au cœur de la plupart des recherches en spectroscopie PIR des sols. Bien sûr, la disponibilité des nutriments, la structure du sol, l'activité microbienne du sol et la fertilité du sol ont également été un sujet d'intérêt au cours des deux dernières décennies. En effet, la réflectance spectrale diffuse dans la région Vis-PIR (350–2500 nm) a été utilisée avec succès pour une estimation précise et rapide de diverses propriétés du sol telles que la teneur en eau, la distribution de la taille des particules, la teneur en matière organique, la conductivité électrique, etc. (Ben-Dor & Banin, 1995; Clark, 1999; Chang *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2002; Ben Dor *et al.*, 2003; Mouazen *et al.*, 2006; Haubrocka *et al.*, 2008; Lagacherie *et al.*, 2008; Janik *et al.*, 2009; Viscarra Rossel *et al.*, 2010; Gomez *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2016).

I. 6. 2. 1. Propriétés hydriques du sol

Les effets de l'humidité du sol sur le spectre de réflectance du sol dans le PIR ont été étudiés dans plusieurs études (Dalal & Henry, 1986; Liu *et al.*, 2002; Lobell & Asner, 2002; Whiting *et al.*, 2004; Knadel *et al.*, 2014; Babaeian *et al.*, 2016). Dans la plupart de ces études, les résultats sont cohérents et montrent une diminution de la réflectance avec l'augmentation de la teneur en eau. Liu *et al.* (2002) ont toutefois constaté qu'une augmentation de l'humidité du sol entraîne une diminution de la réflectance jusqu'à une humidité critique. Pour une teneur en eau supérieure à 0,15– 0,40 g cm⁻³, la réflectance du sol augmente à nouveau. Des résultats similaires ont été observés par Li *et al.* (2012). Le spectre de réflectance a été caractérisé par trois bandes d'absorption de l'eau situées aux alentours de 1400, 1900 et 2200 nm. Zhu *et al.* (2010) ont placé ces bandes d'absorption à 1450 et 1940 nm, tandis que Demattê *et al.* (2006) les ont identifiées à 1400 et 1900 nm. En plus des deux bandes d'absorption situées près de 1400 et 1900 nm, Baumgardner *et al.* (1985) ont identifié trois autres bandes d'absorption moins importantes localisées près de 970, 1200 et 1780 nm. En général, l'absorption de l'eau est due à la vibration soit de H₂O soit du groupement hydroxyle (OH) soit les deux (Hunt, 1977). En effet, la bande d'absorption proche de 1400 nm est une bande de combinaison liée aux vibrations par étirement et déformation du groupement hydroxyle OH lié à la matrice du sol et des molécules d'eau libres. La bande autour de 1900 nm est supposée être liée principalement

à la vibration de la molécule H₂O (Clark, 1999). La bande d'absorption proche de 2200 nm résulte des vibrations des ions OH associés aux minéraux argileux et à l'eau structurale intégrée dans la structure cristalline des minéraux argileux (Ben Dor *et al.*, 2003). De ce fait, la bande d'absorption proche de 1900 nm a été identifiée comme étant plus pertinente pour des mesures quantitatives de l'humidité par rapport aux deux autres bandes d'absorption (Bowers & Hanks, 1965; Dalal & Henry, 1986; Stenberg *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2010; Soriano-Disla *et al.*, 2014).

I. 6. 2. 1. Teneur en CO du sol

La matière organique (MO), ou la teneur en CO, est l'une des premières propriétés du sol fréquemment prédites par spectroscopie Vis -PIR. Elle a donc fait l'objet de nombreuses études dont une synthèse bibliographique peut être trouvée dans l'article de Stenberg *et al.* (2010). Les bandes harmoniques et de combinaisons observées dans le PIR qui sont dues à la matière organique résultent de l'étirement et de la déformation des groupes NH, CH et CO (Ben Dor *et al.*, 1999). Différentes bandes d'absorption ont été identifiées comme étant particulièrement pertinentes pour l'étude du CO du sol, telles que les bandes situées autour de 1100, 1600, 1700, 2000, 2200 et 2400 nm (Dalal & Henry, 1986; Ben-Dor & Banin, 1995; Stenberg *et al.*, 2010). Selon Clark (1999) les bandes d'absorption de MO proche de 2300, 1700 et 1100 nm correspondent à des bandes respectivement de combinaison, première et deuxième harmoniques. Bien que les absorptions par le CO du sol dans le vis-PIR soient souvent faibles, l'absorption globale due au CO dans la région visible est large (Bowers & Hanks, 1965; Stenberg *et al.*, 2010). Pour cette raison, plusieurs études ont utilisé la couleur du sol pour estimer la teneur en MO (par exemple Viscarra Rossel *et al.* (2006)). Ainsi, diverses études suggèrent que le vis-PIR permet de mieux prédire la teneur en CO que le PIR seul (Morgan *et al.*, 2009; Nocita *et al.*, 2013; Rodionov *et al.*, 2014), ce qui est à l'opposé des résultats obtenus par Chang *et al.* (2001). Bien que la tendance globale soit que le sol devient plus foncé avec l'augmentation de la teneur en matière organique, de nombreuses propriétés du sol comme la texture, la structure, l'humidité et la minéralogie, peuvent influencer ce phénomène (Hummel *et al.*, 2001). Cela signifie donc que la couleur ne serait un discriminateur utile que dans une gamme de variation limitée des autres propriétés du sol. Cozzolino *et al.* (2006) ont estimé la teneur en CO après la séparation des différentes fractions granulométriques et ont remarqué une meilleure qualité d'ajustement. Néanmoins, la qualité de prédiction de la teneur en MO et en CO est très variable et cela peut avoir plusieurs explications : i) un signal faible dans la région du PIR, en particulier dans les sols qui contiennent des teneurs faibles en MO (Viscarra Rossel & McBratney, 1998), ii) un changement de qualité et de quantité de la MO qui influence le spectre en raison du stade de décomposition (Ben-Dor & Banin, 1995) et iii) une diversité des dispositifs expérimentaux, de la taille et de l'homogénéité de la population d'échantillons (Genot *et al.*, 2014).

I. 6. 2. 2. Texture et composition minéralogique du sol

En ce qui concerne la texture du sol, l'accent a été mis principalement sur la teneur en argile parce qu'elle a une grande influence sur la structure en favorisant la formation d'agrégats du sol et ses propriétés de gonflement et de retrait qui forment des fissures. Bien que l'argile soit définie comme des particules fines (<2mm), elle est constituée principalement des minéraux argileux. L'influence de la composition minéralogique sur le spectre vis-PIR peut être une caractéristique importante à prendre en compte dans la prédiction de la teneur en argile (Nawar *et al.*, 2016). Ben-Dor and Banin (1995) ont identifié des pics importants liés aux groupements

OH, Mg-, Al- et Fe-OH en relation avec la teneur et la minéralogie des argiles, qui peuvent donc être utiles pour la prédiction de la teneur en argile du sol.

Les absorptions des minéraux argileux sont principalement dues aux harmoniques OH, H₂O et CO₃ et aux vibrations combinées des fréquences fondamentales. Différentes bandes d'absorption indiquent la vibration du groupement OH ou métal-OH présent dans l'argile. Généralement, les bandes d'absorption situées près de 2200 nm sont dues à des vibrations des liaisons Al-OH qui caractérisent la présence de la kaolinite, la montmorillonite et l'illite. La kaolinite possède, deux bandes d'absorption caractéristiques près de 2200 nm et 1400 nm. La bande d'absorption proche de 2290 nm est due au Fe-OH et la bande proche du 2300 nm est due à la présence de Mg-OH caractéristique des illites et des montmorillonites (Clark, 1999; Genot *et al.*, 2014). La smectite se caractérise par trois bandes d'absorption proches de 1400, 1900 et 2200 nm. L'illite a aussi des absorptions proches de 1400, 1900 et 2200 nm, mais généralement plus faibles que la smectite. L'illite a également deux bandes d'absorption près de 2340 nm et 2445 nm (Stenberg *et al.*, 2010). Ces bandes sont cependant faibles et les premières peuvent être confondues avec les bandes d'absorption de la matière organique.

Il est aussi possible de distinguer d'autres minéraux liés à la présence des oxydes de fer comme l'hématite et la goethite. L'hématite se caractérise par une réflectance minimale proche de 880 nm, une épaule située près de 620 nm et une bande d'absorption très faible près de 510 nm. Concernant la goethite, la bande d'absorption la plus importante est située au voisinage de 930 nm. Trois autres bandes peuvent aussi être liées à la présence de goethite au voisinage de 420, 480 et 660 nm. La gibbsite, en relation avec les hydroxydes d'aluminium, est également reconnaissable à partir du spectre infrarouge (Baumgardner *et al.*, 1985). La couleur plus blanche des sols riches en carbonate de calcium influence les propriétés spectrales du sol (Genot *et al.*, 2014). En effet, un sol plus blanc entraîne une plus forte réflectance. Deux bandes d'absorption de forte intensité à 2340 et 2500 nm et trois de plus faible intensité à 1870, 2000 et 2160 nm ont été identifiées pour les carbonates de calcium du sol (Chang *et al.*, 2001).

Selon Baumgardner *et al.* (1985), le spectre du sol est influencé par la taille des particules et cet effet est inversement proportionnel au diamètre des particules. Certaines études se sont ainsi intéressées à l'influence de la taille des particules sur la qualité de prédiction de certaines propriétés du sol. Par exemple, Bogrekcı *et al.* (2004) ont étudié les effets de la taille des particules sur la qualité de prédiction du phosphore disponible et ils ont conclu que la division en fraction granulométrique améliore la qualité de prédiction. Des effets similaires ont été observés par Brunet *et al.* (2007) sur la qualité de prédiction du CO et de l'azote. Plus la taille des particules du sol est fine, plus la prédiction est meilleure.

I. 6. 2. 3. Autres propriétés du sol

D'autres propriétés du sol ont également été étudiées par spectrométrie PIR telle que la capacité d'échange cationique, CEC (Ben-Dor & Banin, 1995; Chang *et al.*, 2001; Viscarra Rossel *et al.*, 2006). Considérée comme une propriété secondaire du spectre du sol, la prédiction de CEC directement à partir du spectre est plus précise qu'à partir des autres propriétés du sol, dites caractéristiques primaires du spectre (argile et MO). Certaines études ont évalué la possibilité de prédire la CEC et ont remarqué une bonne qualité de prédiction (Chang *et al.*, 2001; Islam *et al.*, 2003). Le pH du sol a également été étudié par spectroscopie Vis-PIR (Chang *et al.*, 2001; Shepherd & Walsh, 2002; Islam *et al.*, 2003; Mouazen *et al.*, 2006). Les corrélations de pH

avec les spectres de réflectance sont variables avec des coefficients R^2 compris entre 0,55 et 0,77 (Stenberg *et al.*, 2010). La composition minéralogique des sols et la présence des carbonates peuvent donner lieu à une certaine complexité dans la calibration d'un modèle de prédiction du pH ou de la CEC. La technique de spectroscopie PIR a été aussi testée pour la prédiction de la salinité (Farifteh *et al.*, 2006; Ben-Dor *et al.*, 2008) et pour la stabilité des agrégats de sols (Cañasveras *et al.*, 2010; Gomez *et al.*, 2013).

I. 6. 3. Vers l'étude des facteurs influençant les propriétés hydriques par SPIR

L'effet de la variation de l'humidité du sol est l'un des principaux facteurs limitants pour les mesures spectrales *in situ*. Plusieurs approches ont été appliquées avec plus ou moins de succès pour éliminer les effets de l'humidité du sol sur les spectres de réflectance, comme par exemple le prétraitement des spectres (Wu *et al.*, 2009), le dopage avec des échantillons locaux pris à l'humidité du terrain (Knadel *et al.*, 2013) et l'application de différents algorithmes de transformation spectrale tels que la méthode de correction de l'étalonnage EPO (External Parameter Orthogonalisation) et les algorithmes de normalisation directe (Roger *et al.*, 2003; Minasny *et al.*, 2011; Ji *et al.*, 2015; Wijewardane *et al.*, 2016). Nocita *et al.* (2013) essayé de quantifier l'effet de l'humidité du sol sur la qualité de prédiction de la teneur en CO et de proposer une méthode pour déterminer la teneur en CO des échantillons humides dont la teneur en eau est inconnue. Ils ont proposé d'utiliser un indice normalisé d'humidité (NSMI) du sol pour estimer le taux d'humidité du sol des échantillons ($R^2=0,74$) et classer les échantillons selon leur état d'humidité. La teneur en CO a été prédite par la suite à l'aide des régressions des moindres carrés partielles (PLSR) élaborées pour chaque classe regroupant des échantillons ayant des valeurs NSMI similaires. Les résultats sont prometteurs et suggèrent l'utilisation de cet indice pour améliorer la qualité de prédiction du CO. Récemment, Marakkala Manage *et al.* (2018) ont étudié la possibilité de quantifier les effets de la teneur en eau sur la qualité de prédiction de six propriétés du sol y compris la granulométrie et la teneur en CO. En utilisant toujours une régression PLS avec une validation croisée, ils ont estimé les propriétés du sol à partir des spectres Vis-NIR. Les résultats ont montré que les effets de la teneur en eau sur les spectres Vis-NIR dépendent des caractéristiques de rétention sol-eau et que les prédictions à partir des spectres acquis *in situ* sont précises lorsque la teneur en eau du sol est inférieure à la capacité au champ. Demattê *et al.* (2006) ont évalué la possibilité d'étudier les minéraux argileux à différents stades d'humidité et leur relation avec la minéralogie du sol. A partir de leurs résultats, la minéralogie du sol pourrait être évaluée simultanément avec des échantillons humides et secs. Cependant, la question importante est de savoir dans quelle mesure les propriétés physico-chimiques du sol, y compris sa structure, peuvent influencer les propriétés hydriques du sol et comment la spectroscopie Vis-PIR peut être utile pour étudier ces effets. Actuellement, les études qui ont examiné les effets des différentes propriétés physico-chimiques du sol sur ses propriétés hydriques par spectroscopie Vis-PIR sont, à notre connaissance, très rares et les effets des pratiques agricoles sur les propriétés hydrauliques n'ont jamais été étudiés par spectroscopie Vis-PIR.

A part les approches classiques qui permettent l'estimation de la teneur en eau du sol à un état d'humidité donné, des études récentes ont analysé le potentiel de l'information spectrale du sol pour estimer les propriétés hydrauliques du sol à l'aide de FPT paramétriques (Santra *et al.*, 2009; Babaeian *et al.*, 2015a; Babaeian *et al.*, 2015b). Ils ont montré que ces nouvelles fonctions de transfert, appelées fonctions de spectro-transfert (FST), ont une précision similaire à celle des FPT pour estimer les propriétés hydrauliques. Santra *et al.* (2009) ont évalué les propriétés hydrauliques du sol utilisées à l'aide de FPT paramétriques. Ils ont utilisé des données spectrales (350-2500 nm) transformées en composantes principales ainsi que des bandes spectrales Landstat-ETM+ pour estimer les paramètres de la courbe de rétention hydrique du modèle de

Van Genuchten (α , n et K_s) (voir Chapitre VI). Leurs résultats étaient prometteurs pour le paramètre n , mais ils avaient des difficultés à estimer α et K_s . L'une des principales faiblesses de cette approche est que les paramètres hydrauliques du sol sont estimés à partir d'une gamme limitée de teneur en eau mesurés. L'utilisation de données spectrales comme données d'entrée des FPT permet d'inclure efficacement les processus temporels dans les modèles hydrologiques. Babaeian *et al.*, (2015a, 2015b) ont dérivé et validé la précision des fonctions de FST et de pédotransfert spectral (FPTS) pour prédire les propriétés hydrauliques insaturées du sol. Les FST établissent un lien direct entre les propriétés hydrauliques et les paramètres de réflectance spectrale, tandis que les FPTSs utilisent des données de base supplémentaires sur le sol telles que la distribution granulométrique et la densité apparente. En se basant sur des analyses en composantes principales, Knadel *et al.* (2014), ont évalué les effets des conditions d'humidité sur le spectre Vis-PIR de quatre sols représentatifs au Danemark en fonction à la fois de l'épaisseur du film d'eau (exprimée en nombre de couches moléculaires) et du potentiel matriciel. Des courbes complètes de rétention d'eau, de la saturation à hyper sec (sol séché au four et lyophilisé), ont été obtenues par humidification initiale suivie d'un drainage et d'un séchage successifs des échantillons, en effectuant des mesures spectrales à chaque étape. Ils ont constaté que la réflectance du sol diminue systématiquement, mais pas proportionnellement, avec une diminution du potentiel matriciel et une augmentation des couches moléculaires. Les effets de l'humidité sur le spectre de réflectance semblaient être corrélé avec la teneur en argile, la teneur et la qualité de la matière organique. Néanmoins, aucune étude n'a été faite sur les effets des autres propriétés physico-chimiques du sol sur la courbe de rétention par spectroscopie Vis-PIR. L'effet des pratiques agricoles sur la courbe de rétention n'ont pas été étudiés par Vis-PIR. Le sol est écosystème complexe et ces propriétés hydriques sont fonction de l'interaction des différents constituants du sol. L'étude des propriétés hydriques du sol par Vis-PIR a donc plus de sens si elle prend en compte l'effet des autres propriétés du sol.

Chapitre II– Matériels et méthodes

II. 1. Description des sites d'étude

II.1.1. Localisation et contexte pédoclimatique

L'étude a été conduite à l'unité mixte de recherche de Sol, Agro et hydrosystème, Spatialisation (UMR SAS), Agrocampus Ouest–INRA située à Rennes avec des échantillons de sol collectés dans la région Bretagne (France). La Bretagne forme une péninsule de plus de 270 km de long et une superficie de 27200 km². Bordée par la Manche au nord et l'océan Atlantique à l'ouest et au sud, elle est limitrophe des régions Normandie et Pays de la Loire. Par sa position de vigie, la péninsule bretonne est directement sous l'influence dominante d'un climat de type océanique tempéré, caractérisé par des étés plutôt doux et des hivers souvent pluvieux, ventés et doux. Les températures sont généralement clémentes, sans excès ni de froid ni de chaleur et cela quels que soient le moment de l'année et le lieu avec une moyenne des températures annuelle de 12 ± 1 °C. Les précipitations sont assez fréquentes et sont réparties toute l'année avec une moyenne de 856 ± 249 mm pour la période de notre étude (2012– 2017).

La Bretagne s'étend sur un massif ancien, aux reliefs usés par l'érosion, appelé Massif armoricain. Du point de vue géologique, on peut distinguer deux régions en Armorique, le domaine cadomien au nord et le domaine hercynien au sud. A plusieurs reprises, la péninsule bretonne a été recouverte, au moins en partie, par les eaux. L'installation de dépôts issu notamment du démantèlement des reliefs en place a conduit à la formation de roches sédimentaires avec une prédominance de roches de natures granitique et schisteuse. Ce contraste a un impact important sur le réseau hydrographique et sur les paysages.

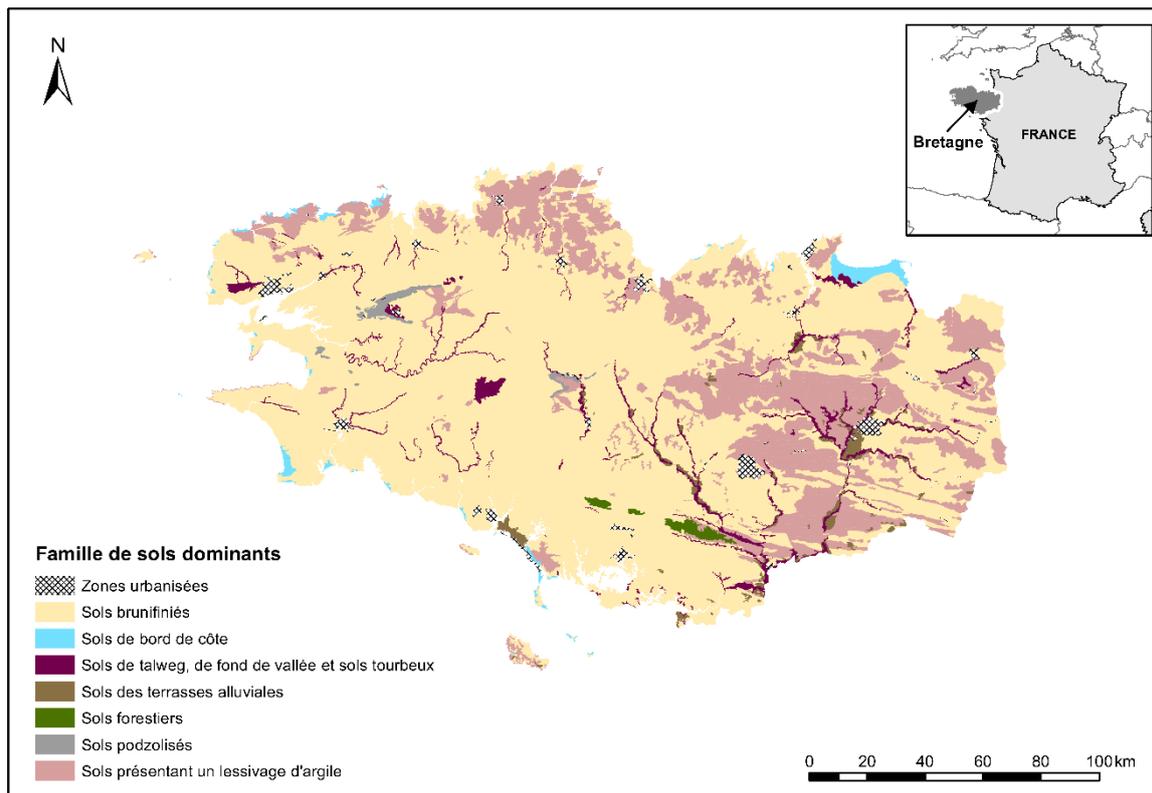


Figure II- 1. Carte des types de sols les plus fréquents en Bretagne

D'après le référentiel régional pédologique, la Bretagne présente environ 400 types de sols différents selon le matériau parental, les processus pédologiques mis en évidence, la profondeur des sols, l'intensité de l'hydromorphie, les gradients régionaux avec une prédominance des sols brunifiés caractérisés par des processus lents de néoformation d'argile (Figure II-1). Il apparaît que les sols bretons sont en grande majorité acides car ils se sont formés par altération des roches riches en silice (granites, schistes, grès) avec un pH régional moyen de 6,3. La région possède, comparativement au reste de la France, des sols généralement riches en matière organique (MO). En effet, on trouve 1,5 à 10% de MO dans les sols cultivés, ce qui correspond à un stockage de 50 à 200 t de carbone par hectare. Cependant, il y a une tendance à la baisse des teneurs en MO depuis 30 ans.

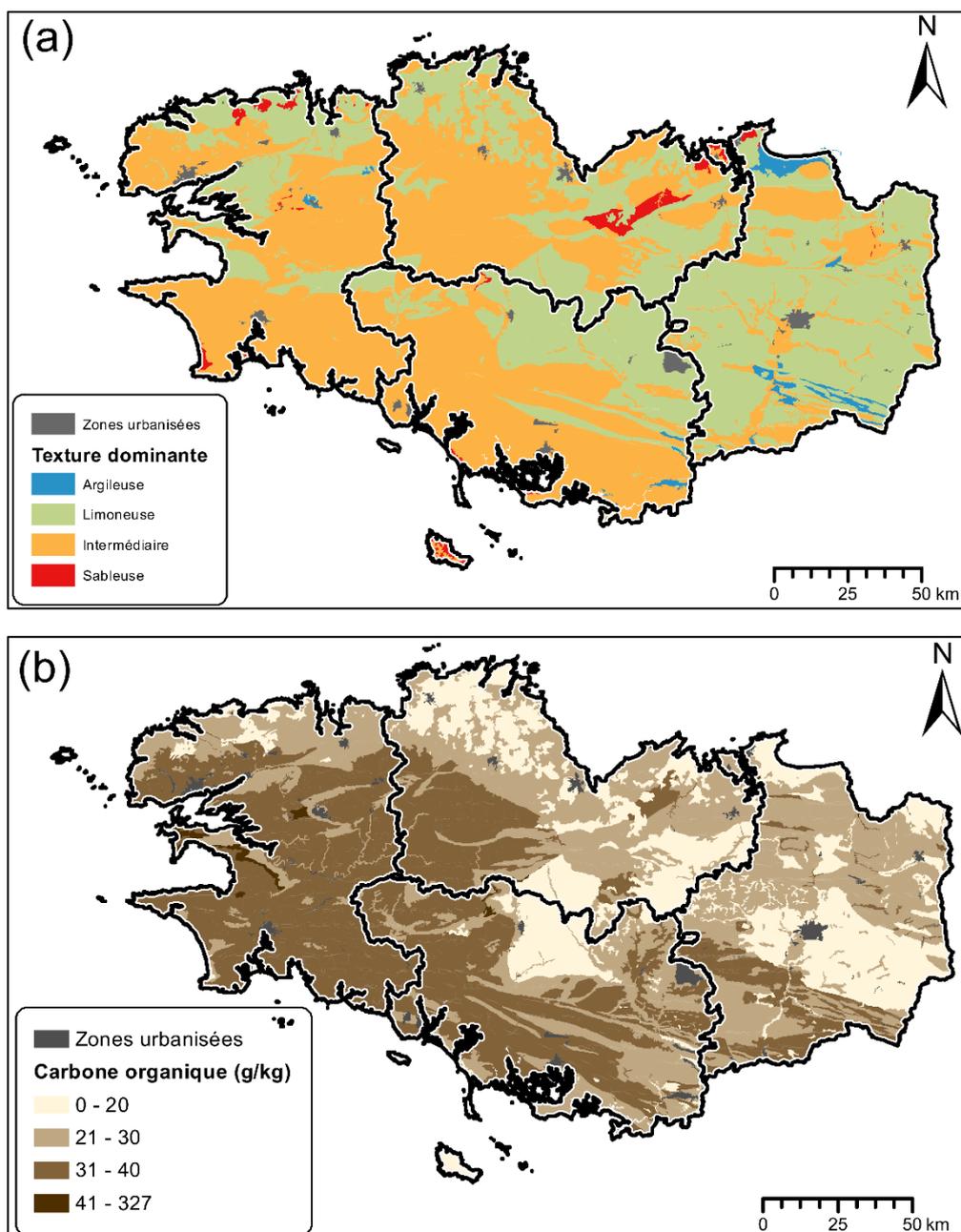


Figure II- 2. Carte des textures dominantes (a) et des teneurs en carbone organique (b).

La figure II- 2a offre une vision régionale sur la répartition des textures les plus observées en Bretagne. On constate une large gamme allant des textures sableuses aux argileuses avec une prédominance des textures limoneuses. Une variabilité importante est aussi à noter dans les teneurs en carbone organique (CO) allant de 0,4 à plus que 60 gkg^{-1} (Figure II- 2b). Les teneurs en CO les plus élevées sont surtout observées dans le nord-ouest de la région bretonne et des teneurs plus faibles sont plutôt notées à l'est. La Bretagne se caractérise ainsi par un pédopaysage hétérogène d'où l'intérêt d'étudier les effets de cette variabilité spatiale sur les propriétés des sols et en particulier les propriétés physiques et hydriques.

II.1.2. Contexte agronomique et scientifique

La Bretagne est une région où l'agriculture tient une place importante, tant en matière d'utilisation du territoire, que de production agricole ou agroalimentaire. La superficie agricole utilisée (SAU) bretonne (Figure II-3) s'élève à environ 1 699 363 ha, soit 62% du territoire régional et 52 % en France métropolitaine.

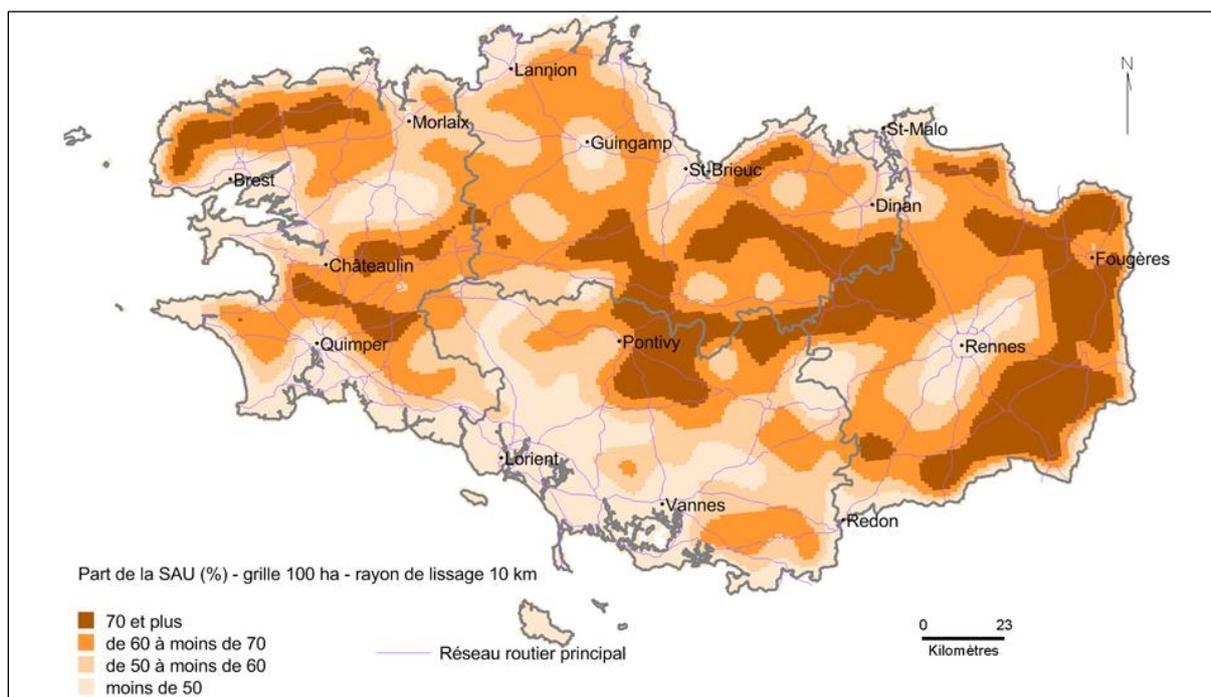


Figure II- 3. Part de la superficie agricole utile en Bretagne en 2017 (Source:Agreste (2018), Draaf Bretagne, Registre Parcellaire Graphique (RPG)).

Pour se hisser au rang de 1^{ère} région agricole française, la Bretagne a développé depuis les années 1960 une agriculture intensive basée sur les productions animales et les cultures légumières. Ce type d'agriculture a des impacts négatifs sur la qualité des sols dont la dégradation de la structure des sols, la baisse de la teneur en MO, l'accumulation en éléments traces métalliques. Cette dégradation de la structure des sols favorise leur érosion lors des fortes pluies en diminuant les possibilités d'infiltration. L'érosion hydrique des sols, qui peut provoquer, à long terme, une dégradation irréversible des sols, affecte environ 18% du territoire français et est particulièrement forte en Bretagne (Gis-Sol, 2011). La lutte contre l'érosion des sols s'est traduite par le développement de techniques culturales simplifiées, notamment le non labour. Cette technique nécessite plusieurs jours de temps sec avant le semis, ce qui est une exigence forte sous climat breton. Elle nécessite par ailleurs un matériel spécifique que les exploitants acquièrent d'autant plus volontiers qu'ils ont beaucoup de cultures concernées. Or, en Bretagne, les prairies couvrent 40 % de la SAU et les parcelles sont plus petites que dans les régions céréalières. Par conséquent, le non labour est contraint en Bretagne. En 2010, les techniques de travail du sol simplifiées avec retournement réduit ou sans labour sont pratiquées dans 26 % des exploitations bretonnes, soit un peu plus que la moyenne nationale (24 %). Dans

les régions céréalières, plus de 40 % des exploitations les mettent en œuvre. Ces techniques impliquent également un travail sur la rotation des cultures pour éviter l'accumulation de mauvaises herbes, ou un recours fréquent aux herbicides.

La Bretagne est aussi une région d'élevage intensif qui génère une gestion complexe des effluents d'origine animale. Par ailleurs, les épandages de lisiers en Bretagne, ont conduit à une accumulation en éléments traces métalliques dans les sols, notamment du cuivre et du zinc, qui sont des éléments non dégradables qui peuvent potentiellement migrer dans d'autres compartiments environnementaux (hydrosystèmes, contamination des sédiments d'estuaires et des eaux littorales). L'une des recommandations du conseil scientifique de l'environnement de Bretagne (CSEB) est de renforcer la connaissance du sol et sa prise en compte dans les opérations d'aménagement et les programmes d'environnement. Au niveau régional, il est apparu indispensable d'harmoniser et de compléter les connaissances sur les sols bretons. Depuis 2005, le programme « Sols de Bretagne » porté par Agrocampus Ouest œuvre dans ce sens et se traduit par la cartographie exhaustive des sols à l'échelle du 1/250 000 et le suivi de la qualité des sols par la mise en place de sites spécifiques. Une grande partie du présent travail de thèse s'inscrit dans ce contexte.

II.1.3. Echantillonnages réalisés

Le jeu d'échantillons utilisé dans cette étude a été constitué en plusieurs étapes et pour deux objectifs différents: i) Etudier les effets de la texture et du carbone organique sur les propriétés hydriques du sol en s'appuyant sur un échantillonnage spatial de la région ; et ii) Etudier les impacts de pratiques agricoles sur la structure et les propriétés hydriques des sols en s'appuyant sur un échantillonnage issu d'essais expérimentaux.

II.1.3.1. Echantillonnage spatial

Lors d'une première étape, des blocs de 10 à 15 cm d'épaisseur et 20 à 30 cm de largeur (représentant environ 3 – 4 kg) de sol non perturbés ont été sélectionnés à partir d'une base de données de 228 horizons sur 64 profils pédologiques, représentant ainsi une diversité importante des conditions pédologiques de la région Bretagne. Ces blocs de sol non perturbé avaient été prélevés durant la campagne d'échantillonnage 2014–2015 du programme Sols de Bretagne (www.sols-de-bretagne.fr) (Figure II- 4). A chaque point de prélèvement, une quantité suffisante de sol avait été prélevé pour en analyser les propriétés physico-chimiques. Les blocs de sol ont été stockés dans une chambre froide à une température de 4 à 5°C jusqu'aux mesures des propriétés de rétention d'eau du sol et des mesures spectrales.

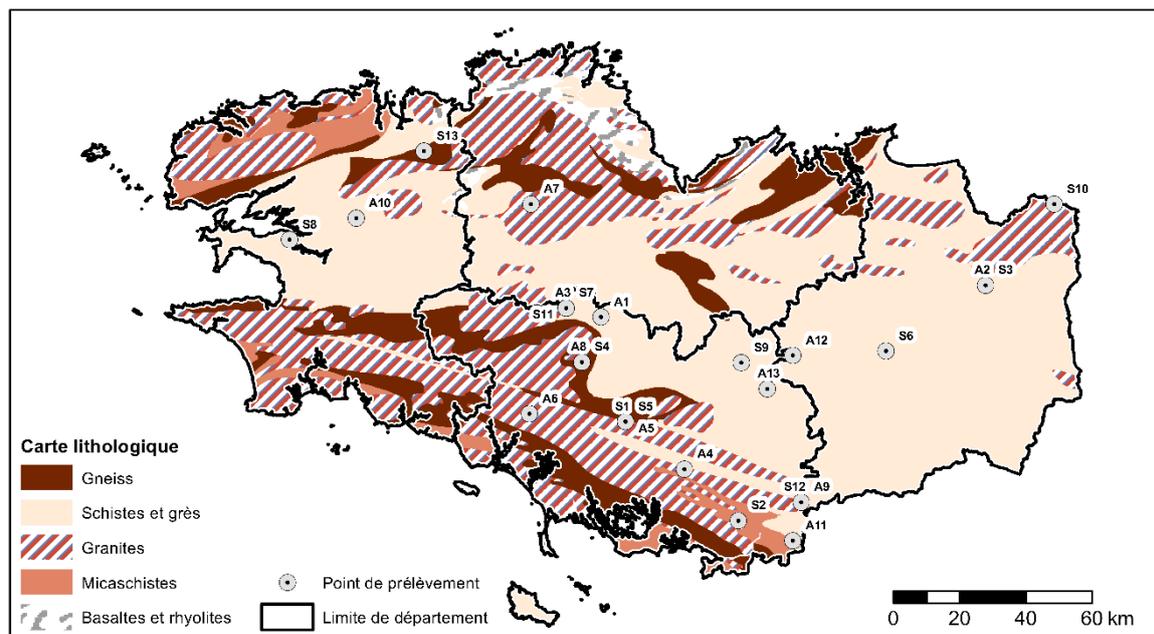


Figure II- 4. Localisation des sites d'échantillonnage des 26 sols étudiés sur la carte géologique de Bretagne (France) : 13 échantillons d'horizons A étudiés au Chapitre III et 13 échantillons d'horizons profonds étudiés au Chapitre IV

Afin de couvrir la variabilité spatiale de la région, nous avons sélectionné dans un premier temps 13 horizons organo-minéraux A (A, Ah, AS) parmi 59 horizons. La sélection des échantillons de sol a été faite en utilisant la méthode d'échantillonnage conditionnée en hypercube latin (cLHS) après avoir écarté au préalable les sols rédoxiques, réductiques, sableux (texture SS ou issus de dunes) et fluviosols. Cette méthode nous a permis de sélectionner des horizons avec une bonne représentation de la variabilité régionale des sols en fonction des co-variables matériau parental, teneur en carbone organique, rapport limon fin/limon grossier et classe texturale en utilisant le triangle de texture GEPPA (Groupe d'Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée) (Figure II- 5). Dans le but d'élargir la gamme de texture et de teneur en CO observée dans les horizons A, nous avons sélectionné dans un deuxième temps 13 horizons profonds non A (E, C, S, BP, FS, Eh, Sal) parmi 61 horizons avec la méthode d'échantillonnage conditionnée en hypercube latin (cLHS), et après avoir écarté au préalable les sols rédoxiques, réductiques, sableux (texture SS ou issus de dunes) et fluviosols.

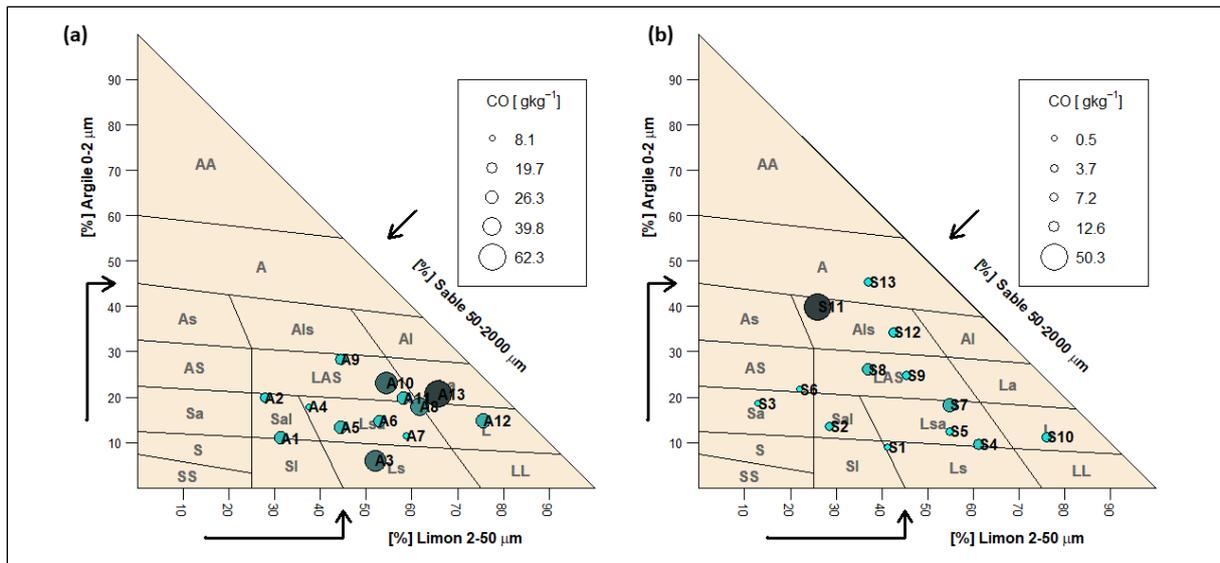


Figure II- 5. Classes de texture des 26 échantillons de sol étudiés prélevés dans des horizons A (a) et des horizons profonds non A (b) selon le système de classification des textures ‘GEPPA’ (Groupe d’Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée).

Les propriétés physico-chimiques des échantillons de sol étudiés sont fournies dans le tableau II-1. Les échantillons de sol présentent une large gamme de classes texturales allant du limon sableux (A1) au limon argileux (A13) pour les sols collectés en surface (horizons A) et du sable argileux (S1) à argileux (S13) pour les sols prélevés dans horizons profonds non A (Figure II-5, Tableau II-1). La teneur en argile était faible pour la plupart des échantillons des horizons A (argile < 30 %). La sélection des échantillons dans des horizons non A, nous a permis d’élargir la gamme de teneur en argile avec 3 échantillons ayant des teneurs en argile plus élevées dépassant ainsi les 30% (S11, S12 et S13). Les teneurs en limon étaient très variables pour les horizons A et non A allant de 13% (S1) à 76 % (A12 et S10). Les teneurs en sable se situaient entre 9 % (A12) et 69% (S1). Nos échantillons ont été sélectionnés de façon à couvrir également une large gamme de teneur en carbone organique (CO). Les teneurs en CO des échantillons de l’horizon A varient de 8,12 à 62,30 g kg⁻¹, contrairement à ce qu’on peut observer dans des horizons plus profonds qui montrent des teneurs en CO majoritairement inférieures à 20 g kg⁻¹, mis à part l’échantillon S11 (50,27 g kg⁻¹). Par ailleurs, la sélection des échantillons dans différents horizons du profil pédologique nous a permis de couvrir une gamme de texture et de teneur en CO la plus représentative possible des textures et des teneurs en CO observées en Bretagne.

Tableau II– 1. Les propriétés physico–chimiques des échantillons des sols de Bretagne

Echantillon de sol	Horizon (Hz)	Matériau parental	Texture (GEPPA)	Argile ¹	Limon ¹	Sable ¹	CO ²
					%		g k g ⁻¹
Horizons A							
A1	A	T	Sl	10,88	31,50	57,62	26,40
A2	A	G	Sal	19,84	27,97	52,18	17,71
A3	AH	X	Ls	6,00	51,93	42,07	48,65
A4	AS	F	Lsa	17,89	37,38	44,73	8,12
A5	A	U	Lsa	13,26	44,46	42,28	26,28
A6	A	G	Lsa	14,66	52,90	32,43	23,55
A7	AS	G	Lsa	11,38	58,92	29,71	10,51
A8	A	G	Lsa	17,80	61,85	20,35	39,79
A9	A	O	LAS	28,22	44,44	27,33	19,68
A10	AH	R	LAS	23,05	54,49	22,47	50,85
A11	A	O	LAS	19,65	58,32	22,03	24,84
A12	AH	L	L	14,81	75,69	9,50	30,70
A13	AH	P	La	20,67	65,70	13,63	62,30
Horizons non A							
S1	C	G	Ls	8,96	41,36	49,68	2,65
S2	S	R	Sal	13,56	28,53	57,91	7,16
S3	C	R	Sa	18,57	12,73	68,70	0,71
S4	C	T	Lsa	9,56	61,20	29,24	12,55
S5	S	UR	Lsa	12,44	54,80	32,77	3,69
S6	C	T	AS	21,72	21,94	56,35	0,46
S7	BP	X	Lsa	18,20	54,75	27,05	19,39
S8	S	N	LAS	26,07	37,01	36,92	14,75
S9	S	K	LAS	24,69	45,45	29,85	6,70
S10	E	L	L	11,26	75,94	12,80	8,91
S11	BP	X	Als	39,93	25,91	34,15	50,27
S12	C	O	Als	34,22	42,64	23,14	8,34
S13	C	N	A	45,36	37,07	17,58	6,30

CO, carbone organique

¹Granulométrie 5 fractions sans décarbonatation (NF X 31–107)

²Analyse élémentaire par combustion sèche (NF ISO 10694:1995)

Les deux méthodes d'analyse seront décrites en détail plus tard dans la suite du document (section II.2.4).

II.1.3.2. Echantillonnage dans un site expérimental : EFELE

Le deuxième échantillonnage a été réalisée dans un essai expérimental qui a été mis en place pour évaluer à la fois les impacts de travail du sol et de l'apport de différents types de matière organique. Les campagnes d'échantillonnage se sont déroulées en période printanière lorsque les sols étaient en conditions hydriques proches de la capacité au champ et avant la floraison des cultures en place. Les échantillons ont été prélevés sous la forme de volumes de sols non perturbés (blocs). Ils ont été conservés dans des boîtes hermétiques à la teneur en eau correspondant à leur état lors du prélèvement, en chambre froide à une température de l'ordre

de 4 à 5 °C afin de limiter l'activité biologique (Bruand *et al.*, 2002). Dans chaque horizon échantillonné, des échantillons composites ont aussi été prélevés pour les analyses physico-chimiques qui ont été réalisées au laboratoire d'analyse de sols de l'INRA à Arras. Le prélèvement des échantillons de sols a été fait dans le site expérimental de EFELE (EFluents d'ELevage et Environnement):

Le site expérimental EFELE est situé à l'ouest de Rennes, département d'Ille et Vilaine (35) en Région Bretagne (48°05'34.94'' N, 1°48'54.27''O) sur une parcelle du domaine du Lycée agricole de Le Rheu (Figure II-6). Le site est installé sur une superficie de 2,7 ha, à mi-hauteur d'un versant avec une pente régulière d'environ 2%, orienté Nord-Est. Implantée depuis 2012, la plateforme agronomique expérimentale EFELE s'inscrit dans le réseau d'observatoires SOERE PRO (<https://www6.inra.fr/valor-pro/SOERE-PRO-les-sites/EFELE>), et est dédié à l'acquisition des connaissances sur les effets agronomiques et environnementaux des apports de produits résiduaux organiques (PRO) issus des élevages.



Figure II- 6. Implantation des deux essais d'EFELE sur la parcelle du domaine du Lycée agricole de Le Rheu.

Le dispositif EFELE comprend deux essais expérimentaux ayant des objectifs scientifiques complémentaires :

- i) Un essai nommé « PROs », porte sur l'étude des effets des apports des produits représentatifs de la diversité des effluents et coproduits issus des élevages. Les produits ont été choisis en croisant des critères typologiques différents, tels que l'espèce animale, les procédés de traitement, et la réactivité des effluents vis-à-vis de leur transformation dans le sol. Sur cet essai, disposé en 4 blocs complets, sont comparés 5 PROs (fumier de bovins (FB), lisier de porc (Lp), fientes de volaille (FV), fumier de porc composté sur paille (Cp) et digestat du lisier de porc (DIG-Lp)), 2 combinaisons de PRO avec de l'engrais minéral (fumier de porc composté avec complémentation minérale (Cp-N) et fumier de bovin avec complémentation minérale (FB-N)) et 2 témoins sans apports organiques (témoin sans (0N) et avec fertilisation minérale (M)).
- ii) Un essai nommé « TS/MO », dispositif en bandes avec 3 répétitions (blocs) sur chaque traitement, permettant d'étudier l'interaction entre le mode de travail du sol et l'apport d'effluent sur les propriétés physiques des sols et sur la dynamique de la matière organique et des micropolluants. Deux modes de travail du sol (labour conventionnel (CT) et travail du sol simplifié (ST)) sont croisés à 2 modes de fertilisation (minérale et

organique, sous forme de fumier de bovins). Le travail du sol conventionnel se fait par labour à une profondeur de 22 cm tandis que le ST, se fait avec un passage de Compil jusqu'à une profondeur de 12 cm. En fait, le Compil est un outil de travail du sol apportant une réponse aux problèmes de maintien naturel des structures de surface. Bien qu'adapté à tous les systèmes de cultures, l'outil a été adopté par beaucoup d'agriculteurs soucieux de trouver une réponse aux problèmes rencontrés lors de la simplification du travail du sol. La machine est équipée de trains de bèches de 540 mm de diamètre. L'axe des trains de bèches forme un angle léger par rapport à l'axe d'avancement du tracteur : il s'en suit un déplacement latéral des bèches lors de la progression de l'outil. En associant l'avancement et le mouvement latéral, la pointe de la bêche décrit un arc de cercle entre sa pénétration dans le sol et sa sortie. Il en résulte un mouvement d'arrachement en « coup de cuillère », à raison de 80 coups au m².

Les plans des 2 essais et les traitements expérimentaux appliqués sont donnés par la Figure II-7.

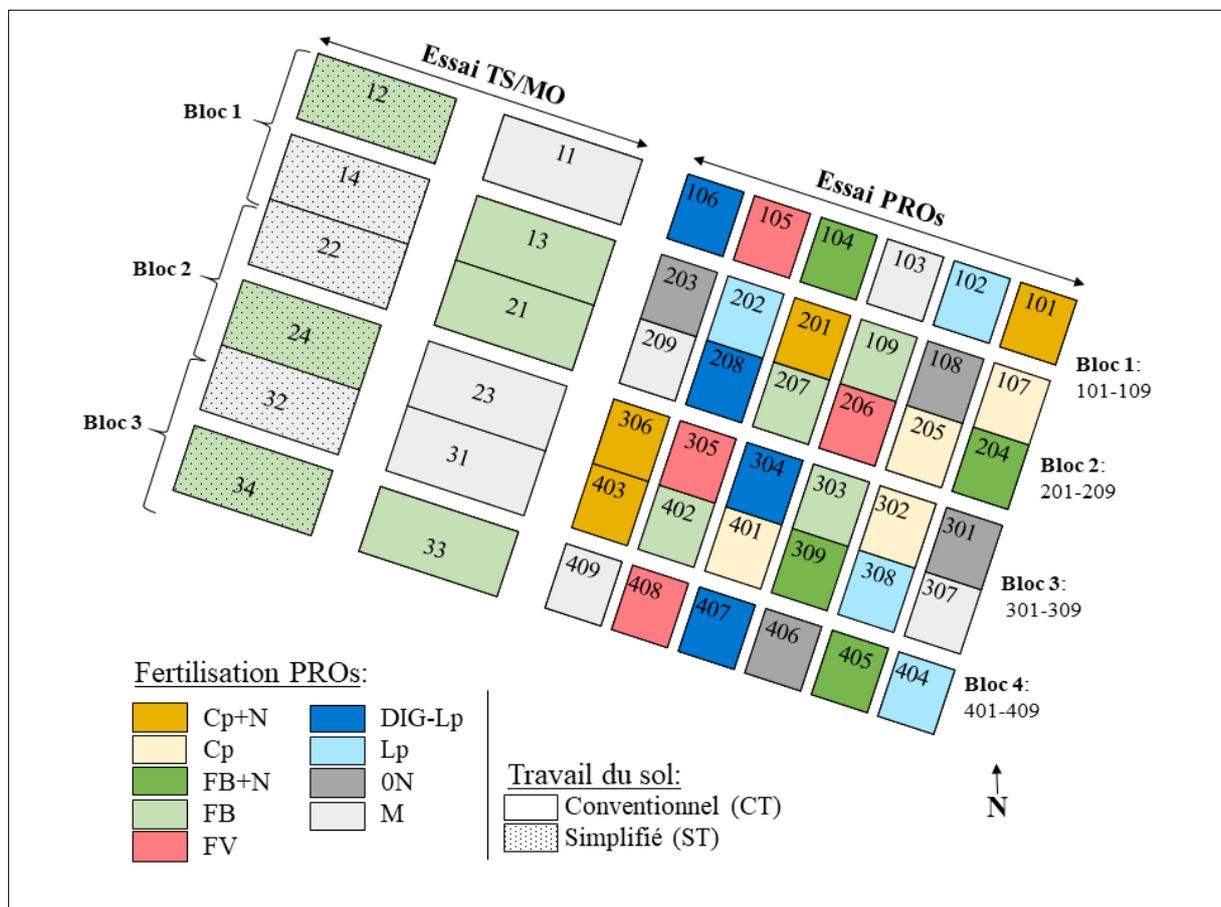


Figure II- 7. Plan de répartition des essais TS/MO et PROs du site expérimental EFELE

Le dispositif EFELE doit permettre d'établir des bilans précis concernant le devenir des éléments apportés lors de la fertilisation d'une culture. Les objectifs sont d'une part, de quantifier les pertes et d'en identifier l'origine (matière organique ou fertilisant azoté) et d'autre part, de proposer une voie biologique susceptible de limiter leur importance. La méthode

choisie consiste à faire une rotation de culture entre maïs (grain) et blé avec implantation d'un couvert végétal de moutarde blanche comme interculture après blé. Ce mode de conduite cultural vise donc à obtenir la meilleure performance environnementale (conduite à bas niveaux d'intrants pour le blé, destruction mécanique du couvert). Les modalités d'apport des effluents visent également à minimiser les pertes en azote et autres éléments minéraux. La parcelle d'EFELE a porté 2 cultures de maïs d'homogénéisation en 2010 et 2011. Une culture de maïs a également été mise en place en 2012 pour la 1^{ère} année de l'expérimentation, suivie de la rotation maïs – blé – interculture jusqu'en 2017 avec le blé (Voire Annexe 1 et 2 pour plus de détails sur la conduite culturale suivie).

Selon le Référentiel Pédologique de 2008 (Baize & Girard, 2008), le sol représentatif du site d'études est un LUVISOL–REDOXISOL issu de limons éoliens sur terrasse alluviale reposant sur schiste tendre. Les analyses de sol et notamment la granulométrie (Tableau II–2) permettent d'affiner ce classement. De manière saisonnière, le sol est sec et jamais submergé. Le drainage naturel est imparfait et on note un excès d'eau qui se matérialise par la présence d'une nappe perchée temporaire dans le profil. L'augmentation de la teneur en argile dès 77 cm (Horizon BTg1) de profondeur constitue un obstacle important à la pénétration de l'eau. En surface (0–30 cm), le sol se caractérise par une texture limoneuse, avec des teneurs faibles en matière organique et un pH peu acide compris entre 5 et 6,5. La CEC Metson de surface est faible (6,34 $\text{cmol}^+\text{kg}^{-1}$) due à un taux moyen d'argile faible (14,6%) et une teneur en matière organique moyenne (1,89%).

Tableau II– 2 Analyses granulométriques et teneurs en matière organiques des sols (0–30cm) en 2012.

Essais	A ¹	LF ¹	LG ¹	SF ¹	SG ¹	CO ²	N ³	MO ⁴
	%					g kg ⁻¹		
PROS	14,2±0,7	26,0±0,7	45,0±1,3	9,9±1,2	5,0±0,7	11,1±0,7	1,2±0,1	19,1±1,3
TSMO	14,5±0,4	24,5±0,4	46,1±0,9	10,0±0,4	5,0±0,7	10,5±0,5	1,1±0,0	18,2±0,8

A, argile ; LF, limon fin ; LG, limon grossier ; SF, sable fin ; SG, sable grossier ; C, carbone organique ; N, azote et MO, matière organique.

¹Granulométrie 5 fractions sans décarbonatation (NF X 31–107)

²Analyse élémentaire par combustion sèche (NF ISO 10694:1995)

³Analyse élémentaire par combustion sèche (NF ISO 13878:1998)

⁴Calculée $\text{CO} \times 1.73$

Les méthodes d'analyse seront décrites en détail plus tard dans la suite du document (section II.2.4).

Notre étude est focalisée sur l'essai « TS/MO », conduit sur 12 parcelles de dimensions 12,5 m x 8,7 m, soit 108,75 m² de surface. Deux campagnes d'échantillonnage ont été réalisées: la première campagne, qui constituera le point zéro, a été faite en 2012 avant de commencer les traitements (travail du sol et apport des PROs) tandis que, la deuxième a été faite en 2017, après 5 ans d'exploitation et d'application des traitements. Ainsi, l'échantillonnage de 2017 nous permettra, d'évaluer l'effet des traitements agricoles par comparaison à ce point zéro. Les campagnes d'échantillonnage se sont déroulées avant les épandages de printemps afin d'éviter toutes perturbations liées à ces pratiques. Dans chaque parcelle élémentaire, deux blocs de sol ont été prélevés à l'aide d'une bêche à deux profondeurs (0–15 et 15–25 cm).

II. 2. Méthodes

II.2.1. Démarche générale

La démarche expérimentale générale comprend 5 étapes principales: i) préparation des échantillons, ii) mesures des propriétés physico-chimiques des sols, iii) humidification et mise en équilibre à différents potentiels matriciels, iv) acquisition des spectres à chacun de ces états d'équilibre et v) analyses et traitements des données (Figure II–8). Ainsi, 3 à 4 mottes de sol, constituant des répétitions, ont été collectées de chaque bloc de sol non remanié. Puis, ces mottes ont été saturées sur la table à succion jusqu'à ce que la masse des échantillons reste stable (mise à l'équilibre) entre 2 mesures espacées d'une journée, avec une tolérance inférieure à 2%. Les temps de mise à l'équilibre à saturation dépendent de la nature du sol et dans notre cas cela a pris entre 3 et 7 jours. Une fois les échantillons saturés, nous avons procédé à leur mise en équilibre aux différents potentiels de pression choisis. Avant chaque changement d'état d'équilibre hydrique, les échantillons ont été pesés. Enfin, à l'issue de la dernière succion appliquée, la masse sèche de chaque échantillon du sol a été obtenue par pesée après passage à l'étuve pendant 24 h à 105°C. L'acquisition des spectres a été faite à chaque état d'humidité (de la saturation jusqu'au séchage à 105 °C).

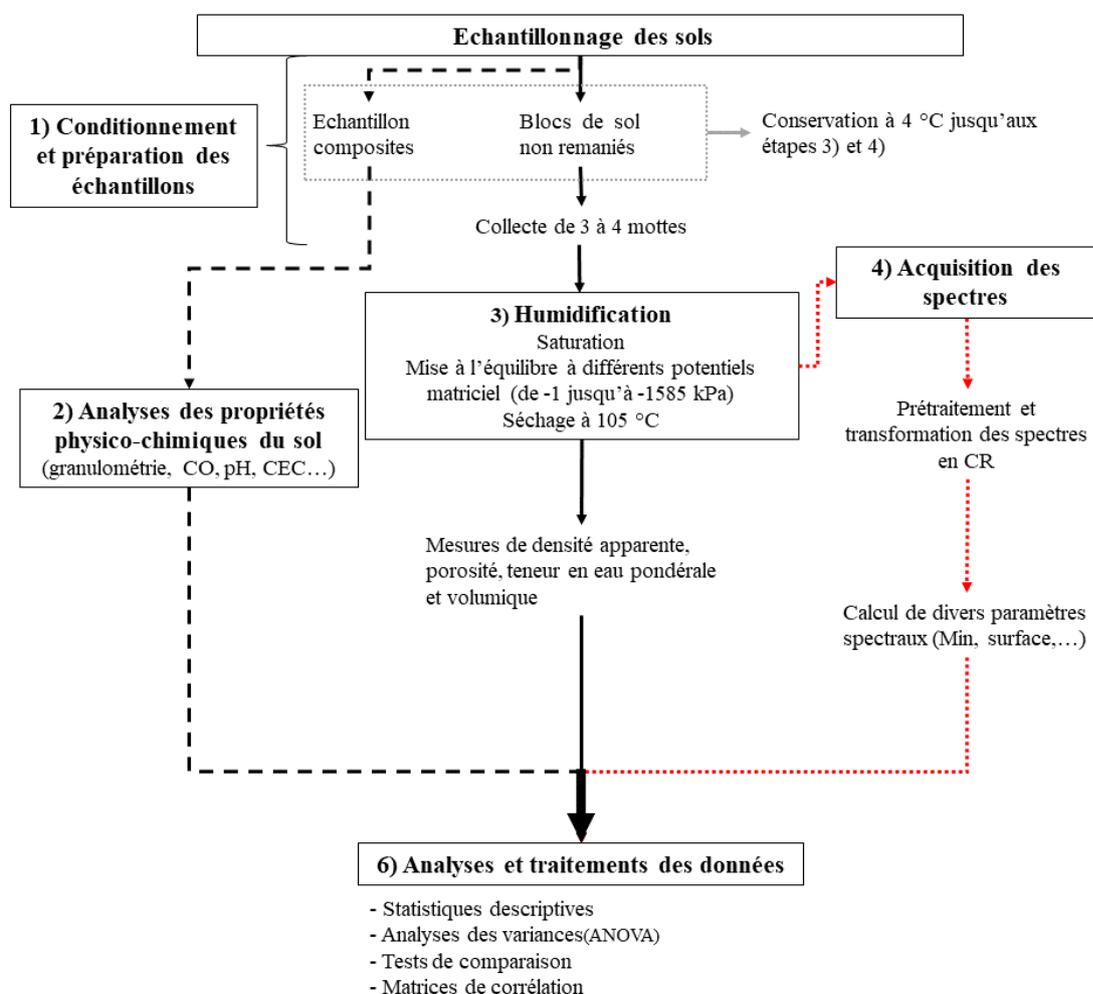


Figure II– 8. Diagramme synoptique de la démarche générale d'acquisition et de traitement des données.

II.2.2. Conditionnement et préparation des échantillons de sol

Deux types d'échantillonnage des sols ont été réalisés : un échantillonnage en blocs de sol non remaniés et un échantillonnage élémentaire. Les échantillons élémentaires prélevés sont émottés et homogénéisés dans un seau en plastique en vue d'obtenir un échantillon composite représentatif de la parcelle ou du site échantillonné. L'échantillon composite a ensuite été réparti en 2-3 sacs en polypropylène de 3 L. A l'arrivée au laboratoire, l'échantillon composite a été réparti dans un bac en plastique blanc d'environ 5L pour séchage à température ambiante. Un émiéttage a été réalisé au cours du séchage pour éviter les risques de formation de mottes de terre. Après séchage de 2 semaines environ, des aliquotes de 1-1,5 kg ont été conditionnés dans des sacs en polypropylène de 3 L pour envoi au laboratoire d'analyse du sol qui a réalisé les autres étapes de préparation des échantillons (tamisage, broyage) et les analyses physico-chimiques (granulométrie, pH, CEC, CO, N, ...). Un bocal en verre de 2-3 L a aussi été rempli pour stockage à long terme en échantillothèque. Concernant les échantillons du sol non remanié, autrement dit les blocs de sol, ils ont été conservés dans des boîtes hermétiques à la teneur en eau correspondant à leur état lors du prélèvement, dans une chambre froide à une température de l'ordre de 4 à 5 °C jusqu'à leur utilisation pour les mesures physiques et spectrales (Figure II-9). Cela permet de limiter l'activité biologique (Bruand *et al.*, 1996; Bruand *et al.*, 2002).



Figure II- 9. Conservation des blocs de sols dans une chambre froide (4°C)

Les déterminations ont porté sur des mottes de dimensions centimétriques (5 à 7 cm³) obtenues par fragmentation à la main à partir des blocs de sol prélevés (Figure II-10). Les analyses ont par conséquent été effectuées sur des échantillons à structure interne intacte et n'ayant jamais été séchées.



Figure II- 10. Exemple d'échantillons de sols utilisés : (a) sélection de sols de l'horizon A de la base de données sols de Bretagne et (b) motte de sol de taille centimétrique.

II.2.3. Caractérisation des propriétés des sols au laboratoire

II.2.3.1. Courbe de rétention

La courbe caractéristique de l'humidité ou courbe de rétention en eau est un outil conceptuel permettant d'appréhender son comportement hydrique sur toute l'étendue de la gamme de succions qui est généralement prise entre 0 kPa (état saturé) et 10^6 kPa (état supposé sec). Elle exprime la relation entre la teneur en eau massique (W) ou volumique (θ) et le potentiel de pression (h) (ou potentiel de succion $\Psi = -h$). Plus la teneur en eau dans le sol est basse plus la succion Ψ est élevée. La succion est généralement présentée en pF ($pF = -\text{Log}_{10}(h)$). Cependant, il n'existe pas de méthode unique pour caractériser de façon optimale la rétention en eau dans le sol sur toute la gamme des potentiels matriciels (de la saturation à -1500 kPa). Il est donc nécessaire d'utiliser une combinaison de méthodes, à savoir : i) les tables à succion à sable pour des potentiels matriciels compris entre la saturation et -10 kPa, ii) l'extracteur à plaque céramique ou presse de Richards pour des potentiels matriciels compris entre -33 et -1500 kPa, iii) les chambres micro-psychrométriques pour des potentiels matriciels compris entre -100 kPa et -40 103 kPa. De nombreux travaux en lien avec l'étude des propriétés de rétention de l'eau par différents types de sols ont mis en œuvre la presse de Richards et la table à succion à sable pour la détermination des courbes de rétention. A titre d'exemple on peut citer le travail qui a été mené par Bescansa *et al.* (2006b). Cependant, des études récentes ont démontré que les chambres micro-psychrométriques ont plus de précision pour la caractérisation de la teneur en eau spécialement pour les potentiels matriciels plus élevés (Bittelli & Flury, 2009), mais son utilisation implique le remaniement des échantillons de sol. Par ailleurs, l'extracteur à plaque céramique permet de déterminer la teneur en eau sur des échantillons de sol non remaniés, ce qui est particulièrement intéressant dans le cas de notre étude. Par conséquent, nous avons choisi de déterminer les courbes de rétention de l'eau dans le sol en utilisant dans un premier temps la table à succion pour la gamme des faibles succions, et puis dans un second temps, la presse de Richards pour les fortes succions. Les 2 méthodes choisies ont des approches très similaires pour la caractérisation de la teneur en eau, néanmoins, elles se différencient par leur principe de fonctionnement à savoir l'application d'une succion pour la table à succion et la mise sous pression pour la presse de Richards.

II.2.3.1.1. Table à succion

La méthode A de la norme internationale ISO 11274 (AFNOR, 1998) a été utilisée pour mesurer la teneur en eau des échantillons de sol non remaniés (motte) pour les potentiels matriciels suivants: saturation, -1 et -3,2 kPa. En effet, les échantillons initialement saturés sont posés sur un lit de sable fin (de la silice) raccordé à une réserve d'eau dont on peut régler le niveau, la distance entre la surface du lit de sable et le niveau d'eau représente la succion (Figure II- 11).

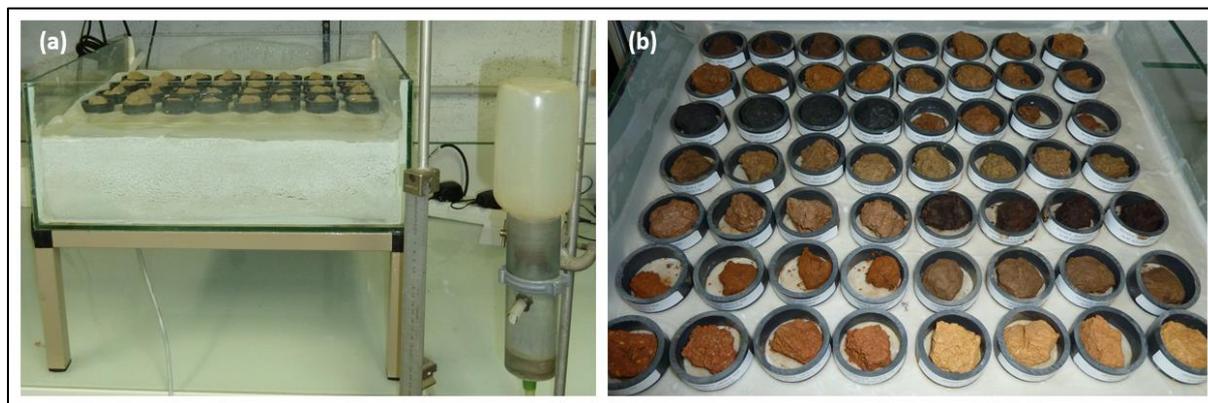


Figure II- 11. Mise en place des mottes de sol sur la table à succion.

II.2.3.1.2. La presse de Richards

La méthode C de la norme internationale ISO 11274 (AFNOR, 1998) a été utilisée pour mesurer la teneur de l'eau des échantillons de sol pour des potentiels matriciels plus forts. Les potentiels matriciels caractérisés sont : -10, -20, -31,6, -63, -100, -316, -1000 et -1585 kPa. Pour chaque potentiel matriciel, une plaque poreuse adaptée à la pression appliquée a été utilisée (Figure II- 12). Nous avons donc utilisé au total 8 plaques céramiques différentes. La démarche est très similaire à celle adoptée avec la méthode utilisant la table à succion à sable où 4 étapes sont distinguées : application successive de différentes pressions et mise à l'équilibre à chacune de ces pressions. Après la table à succion, les échantillons sont disposés dans des enceintes dans lesquelles on injecte de l'azote gazeux sous une pression équivalente à la succion imposée à l'échantillon. Les mottes ont donc été disposées sur une pâte de kaolinite préalablement ressuyée à -10,2 kPa de façon à établir une continuité satisfaisante entre l'échantillon de sol et la membrane, ou la plaque poreuse de la marmite de Richards. Ce dispositif permet de mettre à l'équilibre entre 20 et 40 mottes dans une seule cellule. La teneur en eau est mesurée après 2 à 3 jours de mise à l'équilibre avec la pression choisie. Trois jours sont en effet nécessaires pour que les mottes atteignent l'équilibre quels que soient le potentiel matriciel et la composition des horizons étudiés. Pour des échantillons de taille supérieure à des mottes centimétriques et qui montrent un comportement particulier, le temps de mise à l'équilibre serait plus long. Après la mise en équilibre à la plus forte pression (-1585 kPa), les échantillons de sol ont été passés à l'étuve à 105 °C pendant au moins 24 h pour déterminer la masse sèche du sol et calculer ainsi les différentes teneurs en eau aux différents potentiels de pression considérés.

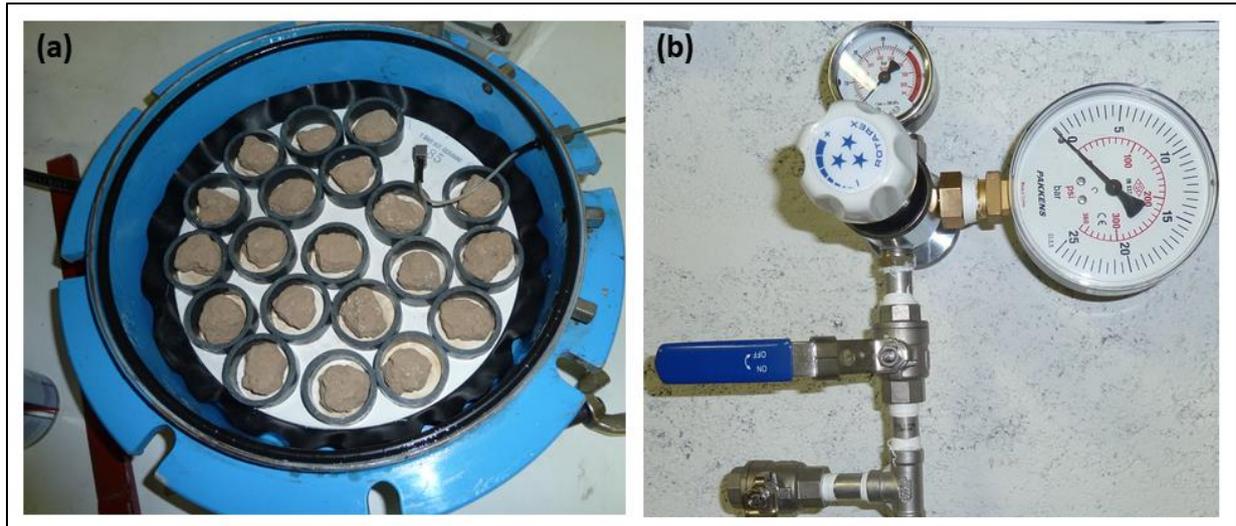


Figure II- 12. Mise en équilibre d'échantillons de sol (mottes) sur une pâte de kaolinite dans la presse de Richards.

II.2.3.2. Teneur en eau du sol

Comme rappelé précédemment dans le Chapitre I (sous-section I.1.5.) la teneur en eau du sol peut s'exprimer de deux façons différentes. La première qui correspond à la teneur en eau massique W est donnée par le rapport entre la masse d'eau m_w et celle du sol sec m_s . La deuxième qui correspond à la teneur en eau volumique θ est donnée par le rapport entre le volume d'eau V_w et le volume apparent du sol V_s . Ces deux teneurs en eau sont reliées entre elles par l'intermédiaire de la densité apparente D_a (Eq II-3), qui est définie par le rapport de la masse volumique du sol sec ρ_a (g cm^{-3}) sur la masse volumique de l'eau ρ_w (g cm^{-3}). Dans les applications agronomiques, on considère que la masse volumique de l'eau ne varie pas et que celle-ci vaut 1 g cm^{-3} . Ainsi, la mesure de la masse d'eau dans un échantillon de sol donne directement le volume d'eau dans cet échantillon.

$$\theta = W \cdot \frac{\rho_a}{\rho_w} = W \cdot D_a \quad [\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}] \quad (\text{Eq II- 1})$$

Les mesures de W sont obtenues avec une grande précision dont le facteur limitant est la précision de la balance utilisée pour réaliser les pesées. Par contre, la précision des mesures de θ est conditionnée par celle avec laquelle on obtient la densité apparente D_a . Il est donc important d'apporter le plus grand soin à la mesure de ce paramètre pour espérer avoir une estimation précise de θ .

II.2.3.3. Densité apparente et porosité totale

La densité apparente est directement liée à la nature et à l'agencement des particules (Chauvel, 1977) ce qui en fait un paramètre de grand intérêt pour l'étude de la structure des sols. Ce paramètre offre également une estimation indirecte de la perméabilité, de la résistance à la pénétration des racines, de la cohésion des horizons et de la réserve en eau du sol (Bruand *et al.*, 1996). La densité apparente qui s'exprime par le rapport entre la masse volumique sèche du sol (ρ_b) et la masse volumique de l'eau (ρ_w) permet de déduire la compaction du sol. Par ailleurs, outre le fait que ce paramètre relie la teneur en eau pondérale W et la teneur en eau volumique

θ (Eq. II- 3), il permet d'accéder à la porosité totale (ϕ). En effet, cette dernière qui donne une estimation de la teneur en eau volumique à saturation (θ_s) est telle que :

$$\phi = 1 - \frac{D_a}{D_s} \quad (\text{Eq II- 2})$$

Où D_s est la densité des particules de sol dont la valeur moyenne pour les sols minéraux est de l'ordre 2,65.

Nous avons évalué la densité apparente de nos échantillons de sols non remaniés par la méthode de déplacement du kérosène (Abrol & Palta, 1968; Monnier *et al.*, 1973), selon la norme internationale X31-505 (AFNOR, 1992). Le principe de cette méthode consiste à immerger les échantillons du sol (mottes) dans le kérosène. On mesure ainsi, la force opposée à la poussée d'Archimède qui est exercée par le kérosène sur l'échantillon. A la différence de l'eau, le kérosène qui est une molécule non polaire présente l'avantage d'être "inactif" vis-à-vis de la matrice sol, faiblement miscible dans l'eau, peu volatil à température ambiante (tension de vapeur faible). Il peut être aisément éliminé lors du séchage des échantillons à l'étuve. Par ailleurs, les échantillons du sol ont été soumis à imbibition dans le kérosène pendant un temps suffisant pour que la porosité se sature de kérosène, en moyenne de 5 à 6 heures (Figure II-13a), allant de quelques heures pour les échantillons proches de l'état saturé à environ 12 heures pour des échantillons secs à porosité élevée et constituée de pores de petite taille. Pour s'assurer que l'équilibre est atteint, on vérifie que plus aucune bulle d'air ne s'échappe des échantillons. Une fois l'équilibre atteint, les mottes ont été retirées du kérosène et l'excès de kérosène à la périphérie de l'échantillon a été essuyé avec un papier absorbant jusqu'à passer de l'aspect brillant à l'aspect mat. L'essuyage a été arrêté dès l'obtention de l'aspect mat afin d'éviter l'extraction du kérosène contenu dans la porosité de l'échantillon. La nacelle étant suspendue immergée et stabilisée dans le bécher de kérosène, la balance a été tarée. La nacelle a été relevée hors du bécher et l'échantillon mis dans celle-ci (Figure II-13b). Après stabilisation de l'ensemble dans le kérosène, une pesée a été effectuée (Figure II-13c). La valeur mesurée correspond au poids du liquide déplacé par le volume introduit. Les échantillons ont ensuite été placés à l'étuve à 105°C pendant 48 h. Le kérosène a été éliminé par évaporation à cette température et la masse sèche a alors été déterminée par pesée.

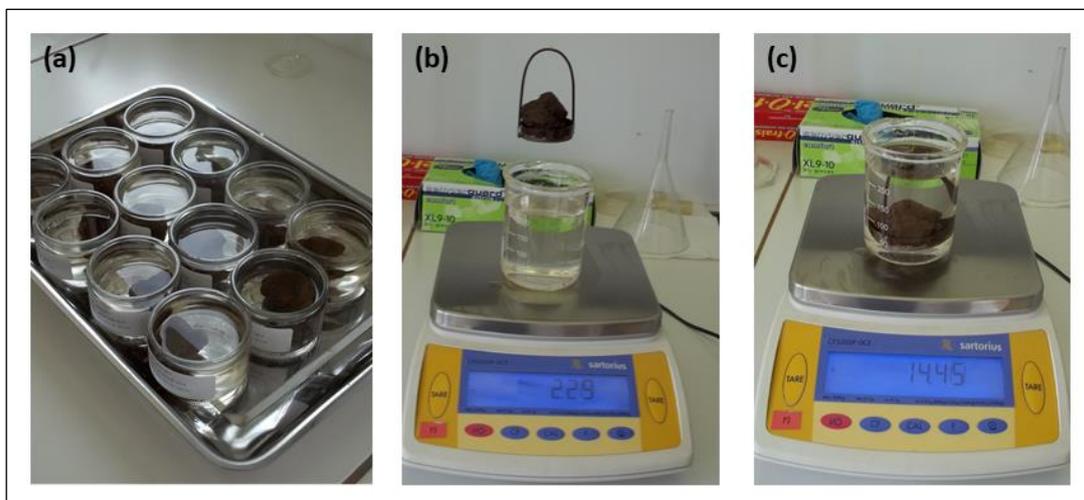


Figure II- 13. Quelques étapes de la mesure de densité apparente (D_a)

La densité apparente (D_a) a ensuite été calculée en utilisant la formule suivante :

$$D_a = \frac{m_s \times \rho_p}{m_p \times \rho_w} \quad (\text{Eq II- 3})$$

avec m_p , masse du kérosène déplacé par l'échantillon (g) ; m_s , masse de l'échantillon séché à 105°C (g) ; ρ_p , masse volumique du pétrole (généralement 0,7 et 0,8 g cm⁻³ à 20 °C) ; ρ_w , masse volumique de l'eau (1 g cm⁻³).

II.2.3.4. Distribution de la taille des pores: Loi de Jurin

L'espace poral est l'un des éléments majeurs pour décrire la morphologie et la structure du sol ; il spécifie les fonctions et propriétés hydrodynamiques des sols. En fait, dans un milieu non saturé, l'interaction entre les phases liquide, gazeuse et solide crée une pression à l'interface de l'eau et de l'air de la matrice poreuse du sol. Cette pression est appelée pression capillaire ou matricielle h . A chaque valeur de pression matricielle on peut faire correspondre une taille maximale de pore occupée par l'eau grâce à la loi de Jurin reliant le diamètre (d) des pores à la pression capillaire h de l'eau (Hillel, 1974; Rowell, 1994).

Le principe de la loi de Jurin consiste à considérer un tube capillaire de faible diamètre plongé dans un liquide mouillant, de l'eau par exemple. Dans le tube, le niveau du liquide est supérieur au niveau de la surface libre du récipient (Figure II-14). Le ménisque concave à l'interface solide-liquide-gaz fait un angle β avec les parois du tube. L'ascension capillaire est due aux forces superficielles appliquées en tout point du contour du ménisque. La résultante F de ces forces équilibre le poids P du liquide soulevé. L'élévation du liquide dans le tube compense la différence de pression entre les deux côtés de la paroi (Loi de Laplace). Le poids de la colonne de liquide dans le tube P est équilibré par la force de tension superficielle s'exerçant sur la ligne de raccordement entre le liquide et la paroi du tube.

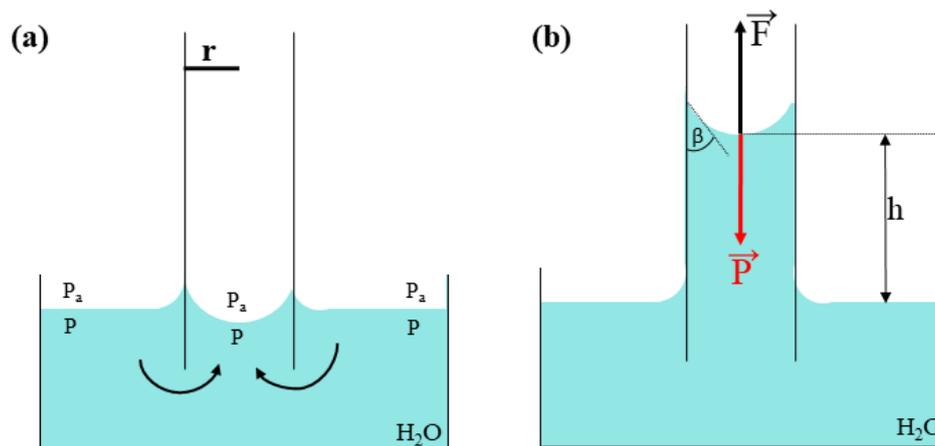


Figure II- 14. Ascension capillaire pour un liquide mouillant (exemple : eau (H_2O))

Si un échantillon de sol est drainé progressivement à partir de la saturation, les pores de plus grand diamètre se vident en premier puis au fur et à mesure ce sont les pores de plus petites

tailles qui se vident progressivement. Les caractéristiques de la courbe de rétention en eau ont été donc utilisées pour déterminer la distribution de la taille des pores en appliquant la loi du Jurin, pour un pore cylindrique et parfaitement rectiligne:

$$h = \frac{2\gamma \cos \beta}{\rho g r} \quad (\text{Eq II- 4})$$

Où r est le rayon de pore effectif, γ est la tension superficielle entre l'eau et l'air (0,075 N m⁻¹ pour l'eau à 20°C), β est l'angle de contact entre l'interface eau-air et le solide, ρ est la masse volumique de l'eau et g est l'accélération due à la gravité. A saturation, $h=0$ et $\cos\beta=0$. La pression critique nécessaire pour vider un pore se produit lorsque $\cos\beta = 1$. En effet la loi de Jurin permet de transformer les pressions capillaires en termes de diamètre (d) équivalent des pores selon la relation suivante :

$$d = \frac{0.3}{h} \quad (\text{Eq II- 5})$$

II.2.3.5. Analyses des propriétés physico-chimique des sols

II.2.3.5.1. Distribution des tailles de particules

La distribution de la taille des particules, appelée aussi composition granulométrique, est une caractéristique importante du sol. L'analyse granulométrique d'un sol consiste à déterminer quantitativement la distribution des particules minérales contenues dans la terre fine par classe de diamètres. Le nombre et la grandeur des classes de diamètres dépendront de l'objectif poursuivi et, éventuellement, de l'importance de l'échantillon dont on dispose. Il y a lieu de faire remarquer dès à présent qu'il existe des différences quant aux limites des classes et quant aux appellations des sols en fonction du corps professionnel impliqué. Comme la plupart des analyses, l'analyse granulométrique est réalisée sur la terre fine, c'est-à-dire sur les éléments qui font moins de 2mm de diamètre. Cela suppose au préalable de passer les échantillons de sols dans des tamis retenant les éléments supérieurs à 2mm.

Différentes méthodes de laboratoire peuvent être utilisées mais il n'existe pas de méthode parfaite pour déterminer la granulométrie ; l'exactitude de la méthode dépend de la nature du sol et, plus précisément, de la forme géométrique des particules et du pourcentage des matières organiques qu'elles renferment. La plus courante, car simple et fiable, est la méthode de la pipette de Robinson, que nous avons utilisée pour nos échantillons. Elle se base sur la loi de Stokes selon laquelle « plus une particule est grosse et plus elle tombe vite dans l'eau » (Baize, 2000). Le principe de cette analyse, dont la méthodologie est détaillée dans la norme NF X 31-107 (AFNOR, 2003), repose sur trois grandes étapes : i) l'échantillon de sol est placé dans une solution spécifique qui détruit les agrégats ce qui entraîne alors sa dissociation en éléments élémentaires; ii) les particules sont ensuite séparées avec une sédimentation par gravité pour les plus fines (< 50 micromètres) et par tamisage pour les fractions supérieures; iii) chaque fraction fine est ensuite prélevée par la méthode de la pipette : un volume connu de la suspension est prélevé dans le plan de mesure à des instants t_i définis. Pour chacun de ces prélèvements, le résidu solide est pesé après évaporation.

Les fractions obtenues par tamisage permettent de déterminer les proportions de sable grossier (SG) (200–2000 μm), sable fin (SF) (50–200 μm) et limon grossier (LG) (20–50 μm) ; les

fractions obtenues par prélèvement à la pipette donnent, quant à elle, les proportions en limon fin (LF) (2–20 μm) et en argile (0–2 μm). Il existe plusieurs types d'analyses granulométriques selon que l'échantillon a subi ou non une décarbonatation avant l'analyse et selon le nombre de fractions obtenues (5 ou 8). Les résultats peuvent aussi être présentés sous la forme d'un triangle de texture. Les compositions granulométriques y sont réduites à trois fractions : argile (A), limon (=LF+LG) et sable (=SF+SG). La somme de ces trois fractions est égale à 100 %. Il existe de nombreux modèles de représentation triangulaire mais le principe est toujours le même, que le triangle soit équilatéral ou rectangle (Baize, 2000). On positionne la composition granulométrique selon deux des trois fractions. La troisième fraction est égale au complément à 100 % et se trouve ainsi fixée et chaque point du triangle correspond donc à une répartition granulométrique bien définie des constituants du sol. Plusieurs types de triangle de texture sont utilisés pour la classification des sols en France. Sur nos échantillons, le triangle de texture GEPPA (Groupe d'Etudes des Problèmes de Pédologie Appliquée) a été utilisé. Publié en 1963, le triangle GEPPA se présente sous la forme d'un triangle rectangle isocèle dont les côtés représentent les teneurs en argile, limons et sable, chaque axe étant gradué de 0 à 100% et 17 classes de texture sont alors identifiées. Le taux de sable ne se lit pas directement, mais on le déduit facilement par différence. Ce diagramme a été élaboré par un groupe d'une vingtaine de pédologues avertis à partir de sensations tactiles ressenties sur 150 prélèvements en provenance de tout le territoire de la France métropolitaine. Sa représentation la plus courante en triangle rectangle est d'un usage extrêmement simple aussi bien pour situer une composition granulométrique que pour sa lecture ou sa fabrication rapide (Baize, 2000).

II.2.3.5.1. Teneur en carbone organique

La détermination de la teneur en carbone organique a été faite par la méthode de combustion sèche dite « Dumas » qui est décrite dans la norme NF ISO 10694 (AFNOR, 1995). Cette méthode fait appel à la technique de l'analyse élémentaire CHN (Thermo Finnigan EA 1112, Milan, Italie). Sous l'action conjuguée d'une élévation de température et d'un courant d'oxygène, le carbone inorganique est décomposé et le carbone organique est oxydé ce qui conduit à la production en particulier de CO_2 . Les gaz de combustion produits sont véhiculés par l'hélium, gaz porteur inerte. Le CO_2 est séparé de l'eau vapeur par fixation sur un adsorbant et l'azote moléculaire par séparation chromatographique. Etant données les faibles masses analysées et afin d'éviter les problèmes de représentativité, les échantillons de sol sont préparés de manière à obtenir une poudre de granulométrie inférieure à 250 μm . Le principe de cette méthode consiste à utiliser deux tubes installés en série dans une enceinte calorifugée et pouvant être chauffés indépendamment. Le premier tube est le siège de la réaction d'oxydation et le deuxième celui de la réaction de réduction. Pour s'affranchir des problèmes de fractionnement isotopique, la combustion totale est nécessaire. Pour cette raison, certaines précautions sont à prendre en compte. Tout d'abord, un excès d'oxygène est apporté lors de la chute de l'échantillon dans le tube de combustion. L'échantillon est conditionné dans des capsules d'étain qui ont la propriété d'augmenter rapidement la température de 300°C. Enfin, le tube est conditionné à l'aide de catalyseurs de la réaction d'oxydation (oxydes de cuivre et de chrome), et de façon à ce que l'échantillon tombe dans la zone la plus chaude du tube. Les gaz, après réduction à l'aide de paillettes de cuivre réduit, passent par un piège à eau constitué de perchlorate de magnésium ($\text{Mg}(\text{ClO}_4)_2$) couramment dénommé « anhydron ». Ils entrent ensuite dans une colonne chromatographique remplie, qui sépare les différents gaz élémentaires avant leur introduction dans le catharomètre. Pour ce faire, chaque échantillon du sol est pesé

(250 μm) dans une petite capsule d'étain qui doit être correctement refermée avant d'être introduite dans le réacteur maintenu à la température de 1000°C pour l'analyse. Pour chaque échantillon du sol à analyser ainsi que pour l'étalon (acide éthylène-diamine-tétra-acétique, E.D.T.A.), la masse exacte est entrée dans le logiciel pour les calculs finaux de concentration. A la fin de chaque série d'analyses, un sol de référence est à repasser afin de valider la série.

II.2.3.6. Qualité physique des sols : Indice de Dexter (S_{Dexter})

Pour étudier la qualité physique de nos échantillons de sols nous avons utilisé un indice défini par Dexter (2004b). En théorie, cet indice (S_{Dexter}) représente la pente de la courbe caractéristique de la rétention en eau du sol à son point d'inflexion comme illustré dans la figure II- 15. Visiblement, la courbe de rétention en eau ne présente qu'un seul point caractéristique, qui est le point d'inflexion (i). On considère ainsi, deux caractéristiques importantes: la position ($\theta_i, \ln h_i$) et la pente $S=d\theta / d(\ln h)$ en ce point d'inflexion.

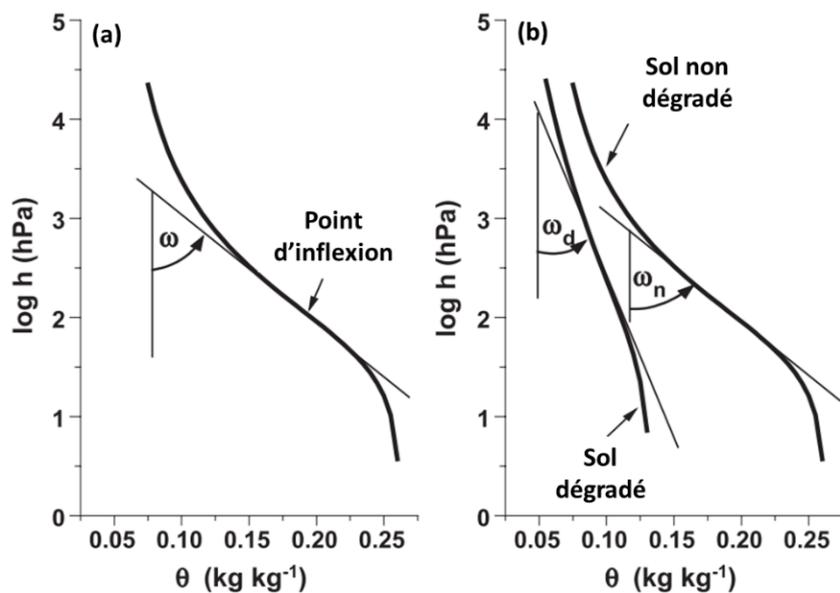


Figure II- 15. (a) Exemple d'une courbe de rétention d'eau du sol montrant la pente au point d'inflexion. (b) Courbes de rétention d'eau du même sol de limon argilo-sableux à deux densités apparentes différentes. La dégradation physique du sol se produit lorsque le sol est compacté, ce qui augmente la pente de la courbe de rétention au point d'inflexion (Dexter, 2004b).

Mathématiquement, l'indice S_{Dexter} se calcule à partir de la formule suivante :

$$S_{\text{Dexter}} = \frac{d\theta}{d(\ln h)} \quad (\text{Eq II- 6})$$

Cependant, pour faciliter la compréhension, les graphiques sont représentés sous forme de logarithme décimal de h en fonction de θ , ce qui donne une pente T de :

$$T_{\text{Dexter}} = \frac{d\theta}{d(\text{Log}_{10} h)} \quad (\text{Eq II- 7})$$

Les valeurs de T_{Dexter} seront supérieures aux valeurs correspondantes de S_{Dexter} . Le passage de T_{Dexter} à S_{Dexter} se fait en appliquant un facteur de correction de l'ordre de $\log_{10} = 2,3026$. Bien que les valeurs de S_{Dexter} soient toujours négatives, il est plus pratique d'utiliser les valeurs absolues de S_{Dexter} dans les discussions (Dexter, 2004b). Sur l'ensemble de nos courbes de rétention en eau expérimentales nous avons ajusté les paramètres du modèle de Van Genuchten (1980) rappelé ci-dessous par l'équation Eq II-8. Une fois que ces paramètres ont été déterminés pour la totalité de nos échantillons de sol, nous avons ensuite déduit les coordonnées du point d'inflexion et calculé la pente en ce point, pour chaque échantillon de sol.

$$\theta(h) = (\theta_s - \theta_r)[1 + (\alpha h)^n]^{-m} + \theta_r \quad (\text{Eq II- 8})$$

avec, $\theta(h)$, teneur en eau volumique à un pF donné ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) ; h , potentiel matriciel (cm), θ_s , θ_r , teneurs en eau volumique à saturation et résiduelle respectivement ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) ; α , un paramètre de forme approximativement équivalent à l'inverse de la valeur de la pression d'entrée d'air (cm^{-1}) ; n , un paramètre de forme, sans dimension, qui tient compte de la diversité de la taille des pores ; m , un paramètre de forme sans dimension relié à n par l'équation suivante : et peut être égale à $1-1/n$, si $n > 1$ (Mualem, 1986) sinon m est fixé à 1.

Au point d'inflexion de la courbe de rétention, la dérivée seconde de l'équation de Van Genuchten (1980) s'annule :

$$\frac{d^2\theta}{d \ln h} = -mn(\theta_s - \theta_r)\alpha^n \{nh^{n-1}[1 + (\alpha h)^n]^{-m-1} + h^n(-m-1)\alpha^n nh^{n-1}[1 + (\alpha h)^n]^{-m-2}\}h \quad (\text{Eq II- 9})$$

et le potentiel matriciel en ce point (h_i) peut être défini comme suit :

$$h_i = \frac{m^{-1/n}}{\alpha} \quad (\text{Eq II- 10})$$

Les deux équations Eq II- 10 et Eq II-11 nous permettent de calculer la teneur en eau au point d'inflexion θ_i qui est donnée par l'équation suivante:

$$\theta_i = (\theta_s - \theta_r) \left[1 + \frac{1}{m}\right]^{-m} + \theta_r \quad (\text{Eq II- 11})$$

La pente de la courbe de rétention au point d'inflexion (S_{Dexter}) est alors donnée par :

$$S_{Dexter} = -n(\theta_s - \theta_r) \left[1 + \frac{1}{m}\right]^{-(1+m)} \quad (\text{Eq II- 12})$$

L'importance du point d'inflexion de la courbe de rétention en eau a été discutée par Dexter and Bird (2001) qui ont montré que ce point avait la teneur en eau optimale qui permet de comparer

différents types de travail du sol. De nombreux travaux de recherche se sont appuyés sur l'indice de Dexter pour étudier la qualité physique des sols (Dexter, 2004b; a; c; Reynolds *et al.*, 2009; Pulido Moncada *et al.*, 2015; Rabot *et al.*, 2018). En outre, la valeur de S_{Dexter} a été suggérée pour donner une estimation sur la porosité microstructurale du sol. Dans la plupart des sols, des valeurs plus élevées de S_{Dexter} correspondent à la présence d'une microstructure mieux définie. Des études antérieures ont également montré que cette microstructure est responsable de la plupart des propriétés physiques du sol qui sont nécessaires au bon fonctionnement du sol en agriculture et dans l'environnement. Nous avons donc utilisé l'indice de Dexter (S_{Dexter}) comme un indicateur de qualité physique des échantillons des sols que nous avons étudiés.

II.2.4. Spectrométrie visible et proche infrarouge

II.2.4.1. Acquisition des spectres de réflectance des sols

L'acquisition des spectres de réflectance des échantillons du sol a été faite à l'aide d'un spectroradiomètre portable (ASD FieldSpec® 3, Analytical Spectral Devices Inc, Boulder, CO, USA) dans le visible Vis et le proche infrarouge PIR, de 350 à 2500 nm avec un intervalle d'échantillonnage de 1 nm (Figure II-16a). Les mesures spectrales ont été effectuées au cours des 12 états énergétiques de l'eau dans le sol que nous avons considérés, allant de l'état saturé jusqu'à l'état sec après passage à l'étuve à 105°C.

Le spectromètre ASD a été équipé d'une sonde de contact munie d'une source de lumière disposée selon l'axe vertical de la sonde (Figure II-16a). Cette dernière dispose sur son flanc droit d'une ouverture qui permet d'insérer la fibre optique et d'avoir une visée oblique sur la cible ainsi éclairée. L'ouverture numérique qui définit le cône qui délimite la portion de l'espace à l'intérieur duquel le rayonnement réfléchi est intercepté par la fibre optique nue est de 25°. La source d'éclairage artificielle est une lampe halogène dont la température de couleur est d'environ 2901 K. En outre, la sonde de contact est équipée à sa base d'un verre en quartz, supposé être transparent pour les longueurs d'onde du visible et du proche infrarouge, qui permet d'être au contact de la cible. La lumière réfléchie interceptée par la fibre optique est ensuite guidée vers un réseau de diffraction qui la décompose sous différents angles, selon ses longueurs d'onde constitutives. La lumière ainsi dispersée est interceptée par 3 capteurs qui permettent de couvrir toute la gamme spectrale considérée. Le premier est en silicium et couvre la gamme de longueurs d'onde comprise entre 350 et 1000 nm. Les deux autres détecteurs sont en Arséniure d'indium-gallium (InGaAs) et couvrent deux zones spectrales, l'une de 1000 à 1800 nm et l'autre de 1800 à 2500 nm. Afin d'éviter d'exercer la moindre pression sur l'échantillon de sol ou toute perte en masse du fait qu'une certaine quantité de sol reste collée au verre en quartz, la sonde est positionnée le plus proche possible de la surface de l'échantillon mais sans être au contact. Cette configuration réduit les erreurs associées à la lumière parasite pendant la mesure et la teneur en eau contenue dans l'atmosphère.

La réflectance mesurée par ce dispositif est une réflectance relative qui est rapportée à celle d'une surface de référence blanche, le Spectralon®. Cette surface est un réflecteur parfait puisqu'elle ne présente pas d'absorption dans la gamme de longueurs d'onde considérée et qu'elle réfléchit de manière isotrope dans toutes les directions de l'espace. L'acquisition du spectre de réflexion de chaque échantillon de sol est précédée par celle du Spectralon® (Figure II-16b et c). Ainsi, le spectre de réflectance relative de l'échantillon de sol considéré est obtenu par le rapport entre la luminance de l'échantillon de sol et celle de la surface de référence

blanche. Le spectromètre ASD est relié à un ordinateur portable qui permet de configurer les conditions d'acquisition, de visualiser les spectres en temps réel et de les enregistrer pour une utilisation ultérieure.

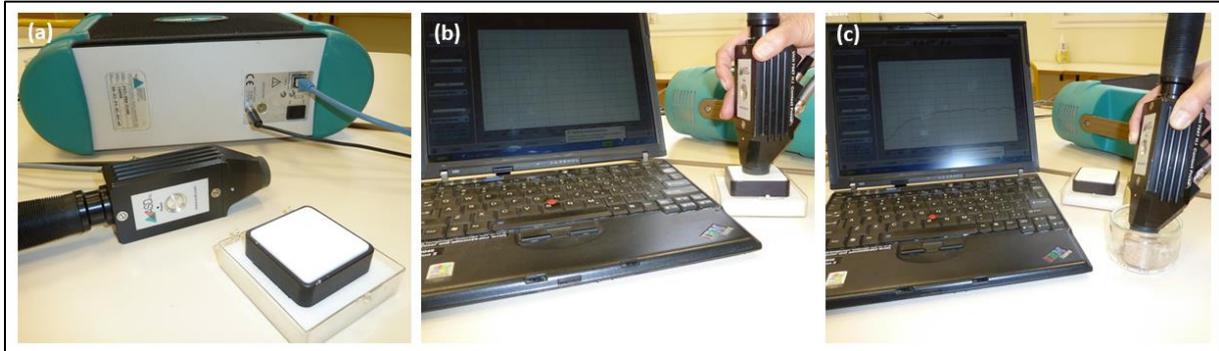


Figure II- 16. Acquisition des spectres de réflectance avec un spectroradiomètre ASD FieldSpec®.

Toutes les mesures spectrales ont été effectuées au laboratoire dans une chambre noire. Pour chaque motte de sol, les spectres de réflectance ont été acquis en triple exemplaires en modifiant légèrement la position de la sonde à la surface de l'échantillon. Au final, le spectre enregistré pour chaque répétition est une moyenne de 30 spectres et le spectre retenu pour l'échantillon de sol est la moyenne des 3 répétitions (3x30 spectres). Le temps total d'enregistrement des spectres a été fixé à 6 s par motte pour limiter au maximum le chauffage et le séchage des échantillons.

II.2.4.2. Prétraitements des spectres

Après la correction du spectre (« splice correction »), une normalisation des spectres de réflectance par la technique de retrait du continuum (Continuum removed, CR) (Clark & Roush, 1984) a été appliquée à l'ensemble des spectres de réflectance (Figure II-17). La normalisation se fait par rapport à une courbe convexe de référence passant par tous les maxima du spectre. Ainsi, le spectre du « continuum removal » est obtenu en calculant le rapport entre le spectre de réflectance de l'échantillon de sol et l'enveloppe convexe (Figure II-17). Cette méthode permet d'individualiser les bandes d'absorption caractéristiques qui se produisent à des longueurs d'onde spécifiques. Globalement, dans le cas des sols, ces bandes d'absorption caractéristiques sont engendrées par le type de composés minéraux (oxydes de fer, minéraux argileux, carbonates) et organiques ainsi que l'eau présents dans ces sols. Ces pics peuvent être caractérisés par des paramètres géométriques tels que la profondeur, la largeur de la bande et l'aire.

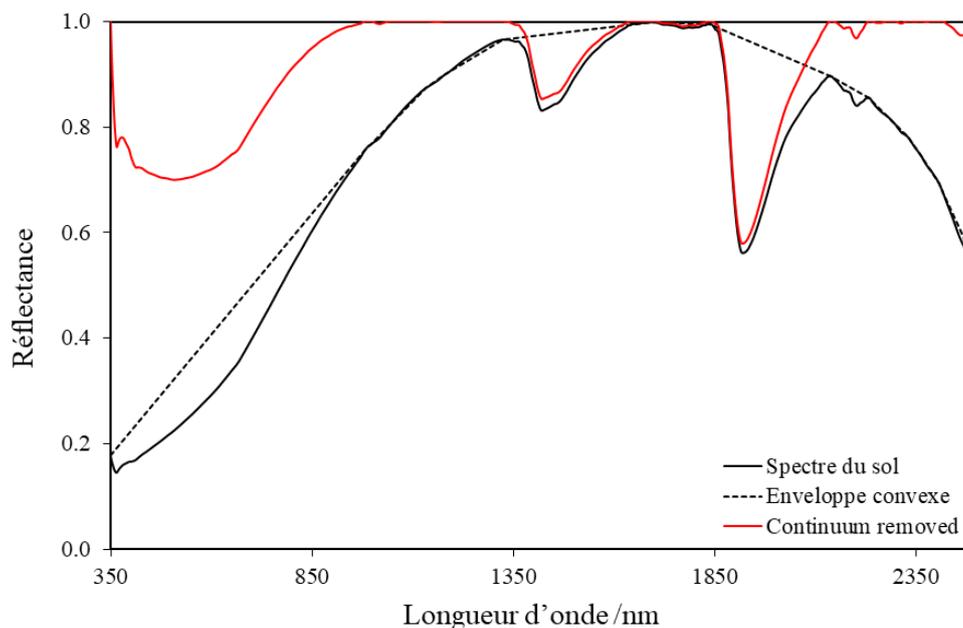


Figure II- 17. Normalisation du spectre du sol par rapport à une enveloppe convexe de référence

II.2.5. Analyses statistiques

Les analyses statistiques ont été effectuées en utilisant l'environnement de programmation statistique R (v. 3.5.0). Après une exploration sommaire du jeu de données à l'aide des statistiques descriptives, nous avons mis en œuvre diverses méthodes d'analyses statistiques multivariées afin d'explorer la variabilité de notre jeu de données au regard des différents paramètres physico-chimiques dont nous disposons. Pour ce faire, nous avons cherché à caractériser nos mottes de sols dans l'espace des spectres à l'aide d'une analyse en composantes principales (ACP). En outre, et après identification des variables discriminantes, nous avons cherché à identifier le nombre optimal de groupes d'individus homogènes selon lequel pouvait être subdivisé notre jeu de données en comparant deux méthodes de classification : i) une classification ascendante hiérarchique (CAH) avec partage des individus en groupes homogènes selon la méthode de Ward et ii) une classification par la méthode des nuées dynamiques (k-means) testée avec différentes méthodes (« Silhouette » et « Elbow ») afin de définir le nombre optimal de classe.

Par ailleurs, nous avons également analysé les corrélations (matrice de corrélation Pearson ou Spearman) existantes entre les variables physico-chimiques et 2 paramètres issus de la relation établie entre la teneur eau et la bande d'absorption caractéristique de l'eau au voisinage de 1920 nm. En outre, nous avons mis en œuvre la méthode d'analyse de variance afin d'évaluer si des facteurs tels que la texture, la teneur en MO ou les pratiques agricoles (travail du sol et apport) avaient un effet significatif sur les propriétés de rétention de l'eau du sol.

Une modélisation statistique basée sur la méthode de régression linéaire par moindres carrés a été utilisée pour établir la relation entre la teneur en eau et un indice spectral basé sur la bande caractéristique de l'eau au voisinage de 1920 nm, appelé « Soil Water Spectral Index », SWSI (Cf. Chapitre III).

II.2.5.1. Régression linéaire par moindres carrés

La régression linéaire par moindres carrés est une technique de modélisation statistique permettant de minimiser l'impact des erreurs expérimentales en « ajoutant de l'information » dans le processus de mesure. Dans le cas le plus courant, le modèle théorique et les données $\{(x_i, y_i), i = 1, \dots, n\}$ peuvent être représentées par un nuage de n points dans le plan (x, y) , le diagramme de dispersion. Le centre de gravité de ce nuage peut se calculer facilement : il s'agit du point de coordonnées $(\bar{x}, \bar{y}) = (\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i)$. Rechercher une relation affine entre les variables X et Y revient à rechercher une droite qui s'ajuste le mieux à ce nuage de points. Parmi toutes les droites possibles, on retient celle qui jouit d'une propriété remarquable: c'est celle qui minimise la somme des carrés des écarts des valeurs observées y_i à la droite $\hat{y}_i = ax_i + b$. Si ε_i représente cet écart, appelé aussi résidu, le principe des moindres carrés consiste à choisir les valeurs de a et de b qui minimisent la somme des écarts quadratiques :

$$E = \sum_{i=0}^n \varepsilon_i^2 = \sum_{i=0}^n (y_i - (ax_i + b))^2 \quad (\text{Eq II- 13})$$

Une régression linéaire par la méthode des moindres carrés a été effectuée pour chaque échantillon de sol afin d'établir les régressions reliant la teneur en eau du sol (Y) à l'indice spectral SWSI (X) pour les 12 différents états d'humidité (saturation, 10 potentiels matriciel, sec après étuve) et les hypothèses de régression linéaire ont été vérifiées.

II.2.5.2. Analyse en composante principale (ACP)

L'analyse en composante principale a été effectuée pour réduire le nombre des variables et éviter les problèmes de multi-colinéarité. L'Analyse en Composante Principale (ACP) est une méthode statistique qui vise à extraire l'information utile présente dans un jeu de données avec un nombre de variables important. Elle a été développée et formalisée par Hotelling (1936). Elle est particulièrement adaptée à l'étude exploratoire des données spectrales fortement redondantes. En effet, elle permet de représenter la structure interne des données, de vérifier l'existence de similarités aux niveaux des longueurs d'onde caractéristiques des minéraux de référence, des mélanges et des sols et enfin, de détecter les individus pouvant introduire une erreur dans l'analyse du fait de leur comportement extrême.

Le principe de l'ACP consiste à chercher les directions dans l'espace des m variables qui représentent le mieux la dispersion des n individus. Les directions de plus grandes dispersions sont des directions intéressantes et la variabilité associée à ces directions correspond à l'information. Pour cela une matrice de données prédictives comprenant n lignes représentant les individus et m colonnes représentant les variables (dans notre cas, n est le nombre d'échantillon et m est soit l'absorption en chaque longueur d'onde, soit la largeur à mi-hauteur de la bande d'absorption proche de 1920nm) est remplacée par une nouvelle matrice contenant des variables synthétiques, les composantes principales. Ces composantes principales sont des combinaisons linéaires des variables d'origine. En effet, dans l'espace original, les individus peuvent être représentés par un nuage de points dans un espace à m dimensions. L'ACP consiste donc en une rotation effectuée de manière à placer les nouveaux axes dans la direction de plus grande dispersion du nuage de points. Le deuxième axe est orthogonal au premier et tient compte de la plus grande dispersion résiduelle, et ainsi de suite. Les composantes principales sont donc ordonnées par ordre décroissant de variance expliquée. Elles contiennent la quasi-

totalité de l'information, et ont l'avantage d'être non corrélées, ou orthogonales entre elles. De cette manière on évite d'avoir la même « information » dans plusieurs composantes principales.

Les coordonnées des points représentatifs des spectres dans ce nouveau repère sont les coordonnées factorielles. Elle apporte une vision globale et plus compacte de la structure de données multivariées et d'identifier s'il existe des données aberrantes. Viscarra Rossel *et al.* (2006) ont utilisé les ACP pour comparer des spectres de mélanges « théoriques » avec des spectres de sols « naturels ». Il trouve ainsi des similarités mais montre que les ACP mettent principalement en évidence des différences implicites entre les mélanges et les sols. Mouazen *et al.* (2006) et Marakkala Manage *et al.* (2018) ont utilisé l'ACP pour étudier les effets de l'humidité du sol sur les spectres de réflectance. Ils ont trouvé que cette méthode d'analyse permet une meilleure discrimination des échantillons du sol selon leur teneur en eau. En spectrométrie, une difficulté vient de la dimension élevée des spectres infrarouges et une étape de réduction de la taille des données est souvent nécessaire avant la classification ou l'analyse de ces données. L'ACP permet cette réduction en diminuant le nombre de valeurs propres utilisées pour construire les vecteurs propres et les composantes principales (Linker, 2008). Par ailleurs, seules les valeurs propres qui représentent le mieux la base de données infrarouge, sont conservées.

II.2.5.3. Classification ascendante hiérarchique (CAH)

Il existe de nombreuses techniques statistiques visant à partitionner une population en différentes classes ou sous-groupes. La classification ascendante hiérarchique (CAH) est l'une d'entre elles. Cette méthode permet de répartir les individus au sein de différentes classes de sorte que les individus d'une même classe soient le plus possible semblables (homogénéité intra-classe) et que les classes soient le plus possible dissemblables (hétérogénéité inter-classe). La CAH est alors une méthode de classification itérative dont le principe est simple. Cela consiste à rassembler des individus selon un critère de ressemblance défini au préalable qui s'exprimera sous la forme d'une matrice de distances entre les individus pris deux à deux. Deux observations identiques auront une distance nulle. Plus les deux observations seront dissemblables, plus la distance sera importante. Il existe de nombreuses distances mathématiques pour les variables quantitatives, telles que la distance euclidienne que nous avons utilisée ici pour évaluer la ressemblance entre les individus. En effet, on commence par calculer la dissimilarité entre les n individus. Puis on regroupe les deux individus dont le regroupement minimise un critère d'agrégation donné, créant ainsi une classe comprenant ces deux individus. On calcule ensuite la dissimilarité entre cette classe et les $n-2$ autres individus en utilisant le même critère d'agrégation. Puis on regroupe les deux individus ou classes d'individus dont le regroupement minimise le critère d'agrégation. On continue ainsi jusqu'à ce que tous les individus soient regroupés. Il existe différents critères d'agrégation et dans notre cas, nous avons utilisé la méthode d'agrégation de Ward. La CAH consiste donc à regrouper les éléments de façon à minimiser la distance de Ward, c'est-à-dire à minimiser la perte d'inertie inter-classes résultant de l'agrégation (Lebart *et al.*, 1995). La distance de Ward entre deux groupes a et b est égale à :

$$\Delta(a, b) = \frac{n_a \times n_b \times d^2(a, b)}{n_a + n_b} \quad (\text{Eq II- 14})$$

Avec n_a et n_b , les effectifs des deux groupes et d est la distance euclidienne entre a et b .

Ces regroupements successifs produisent un arbre binaire de classification (dendrogramme), dont la racine correspond à la classe regroupant l'ensemble des individus. Ce dendrogramme représente une hiérarchie de partitions. On peut alors choisir une partition en tronquant l'arbre à un niveau donné, le niveau dépendant soit des contraintes de l'utilisateur (l'utilisateur sait combien de classes il veut obtenir), soit de critères plus objectifs. Nous avons utilisé la CAH pour le partitionnement et la classification de nos échantillons selon leurs propriétés physico-chimiques (granulométrie, CO, Da, porosité, qualité physique) et hydriques (θ) dans un premier temps et selon leurs propriétés spectrales dans un deuxième temps.

II.2.5.1. Classification par la méthode des nuées dynamiques (k-means)

La méthode de classification des nuées dynamiques ou méthode k-means a été introduite par MacQueen en 1967. D'autres algorithmes similaires ont été développés par Forgey (1965) (centres mobiles) et Friedman and Rubin (1967). C'est une méthode de classification automatique qui a pour objectif de partitionner l'espace en k classes (k inconnu). La classification k-means présente notamment les avantages suivants. Un individu peut être affecté à une classe au cours d'une itération puis changer de classe à l'itération suivante, ce qui n'est pas possible avec la CAH pour laquelle une affectation est irréversible. En multipliant les points de départ et les répétitions on peut explorer plusieurs solutions possibles. Par ailleurs, la classification k-means est une méthode itérative qui, quel que soit son point de départ converge vers une solution. La solution obtenue n'est pas nécessairement la même selon le point de départ. Pour cette raison, les calculs sont répétés en général plusieurs fois pour ne retenir que la solution la plus optimale pour le critère choisi. A partir d'une partition initiale, on améliore itérativement la partition en minimisant la variance et en maximisant l'écart entre les classes. Ainsi, pour la première itération on choisit un point de départ qui consiste à associer le centre des k classes à k individus (pris au hasard ou non). On calcule ensuite la distance entre les individus et les k centres et on affecte les objets aux centres dont ils sont les plus proches. Puis on redéfinit les centres à partir des individus qui ont été affectés aux différentes classes. Puis on réaffecte les individus en fonction de leur distance aux nouveaux centres. Et ainsi de suite jusqu'à ce que la convergence soit atteinte. Il est nécessaire de déterminer un nombre de classe optimal k pour obtenir un meilleur partitionnement des individus. Différentes méthodes ont été proposées pour définir un nombre de classe optimal pour chaque jeu de données. La majorité de ces méthodes sont des méthodes graphiques dont les méthodes de « Silhouette », « Elbow » et « Gap » que nous avons utilisée. Le nombre de classe optimal peut être aussi défini après une CAH, ce qui montre une certaine complémentarité entre les deux méthodes. Comme pour la CAH, la méthode de classification k-means a été utilisée pour regrouper nos échantillons de sols en k classes selon leurs propriétés physico-chimiques, hydriques et spectrales.

II.2.5.1. Corrélation Pearson et Spearman

Pour savoir s'il existe une relation entre deux variables, la matrice de corrélation a été calculée pour explorer les corrélations entre les propriétés du sol (CO, texture et Da), les modalités de pratiques agricoles et les deux paramètres obtenus à partir de la relation entre θ et SWSI. Avant l'analyse de corrélation, la distribution statistique a été examinée pour ces variables. Si la distribution est normale on calcule le coefficient de corrélation de Pearson, sinon le coefficient de corrélation de Spearman. Les coefficients de corrélation permettent de donner une mesure synthétique de l'intensité de la relation entre deux variables et de son sens lorsque cette relation

est monotone. Le coefficient de corrélation de Pearson permet d'analyser les relations linéaires et le coefficient de corrélation de Spearman les relations non-linéaires monotones. Il existe d'autres coefficients pour les relations non-linéaires et non-monotones, mais ils ne seront pas utilisés dans le cadre de notre étude. Les valeurs des coefficients de corrélation de Pearson et de Spearman sont comprises entre -1 et +1. Pour que le coefficient de corrélation de Pearson soit de +1, l'une des variables doit augmenter de façon constante lorsque l'autre augmente. Cette relation forme une droite parfaite. Le coefficient de corrélation de Spearman est également de +1 dans ce cas. Si dans la relation, une variable augmente lorsque l'autre augmente, mais que cette augmentation n'est pas constante, le coefficient de corrélation de Pearson est positif mais inférieur à +1. Lorsqu'une relation est aléatoire ou inexistante, les deux coefficients de corrélation sont proches de zéro et si la relation est une droite parfaite décrivant une relation décroissante, les deux coefficients de corrélation sont de -1. Cependant, si dans la relation une variable diminue lorsque l'autre augmente, mais que cette diminution n'est pas constante, le coefficient de corrélation de Pearson est négatif mais supérieur à -1. Dans ce cas, le coefficient de Spearman est toujours égal à -1. Les valeurs de corrélation -1 ou +1 impliquent une relation linéaire exacte. Toutefois, le véritable intérêt des valeurs de corrélation est de permettre la quantification de relations non parfaites. L'existence d'une corrélation entre deux variables est souvent une information importante pour une analyse de régression qui essaie d'affiner la description de ce type de relation.

II.2.5.1. Analyse des variances (ANOVA)

Les analyses de variance (ANOVA) ou analyses factorielles sont des techniques permettant de savoir si une ou plusieurs variables dépendantes (appelées aussi variables endogènes ou variables à expliquer) sont en relation avec une ou plusieurs variables dites indépendantes (ou variables exogènes ou variables explicatives). Ce modèle statistique est utilisé pour comparer les moyennes d'échantillons. La moyenne d'un échantillon varie selon l'échantillon tiré. Des moyennes différentes peuvent être compatibles avec une même valeur dans la population. Toutefois, si la variance de chaque échantillon est faible mais la variance des moyennes des échantillons est grande alors on peut suspecter que les moyennes dans les populations sont différentes. L'analyse de la variance compare ces valeurs. La variance totale peut être divisée en deux parties : la variance inter-classe entre les classes ou les groupes et la variance intra-classe à l'intérieur des classes ou des groupes.

La forme générale de l'ANOVA repose sur le test de Fisher et donc sur la normalité des distributions et l'indépendance des échantillons. Avant de procéder à l'ANOVA, les hypothèses d'égalité des variances et de normalité des résidus étaient vérifiées avec les tests Bartlett et Shapiro-Wilk, respectivement. L'indépendance des données a été vérifiée parce que, pour une variable pédologique donnée, sa valeur pour chaque échantillon du sol était indépendante de celle des autres échantillons des sols. Une ANOVA a été ensuite effectuée pour déterminer si les valeurs moyennes des deux paramètres des relations teneur en eau-SWSI étaient différentes en fonction des propriétés physico-chimiques et en fonction des modalités des pratiques agricoles étudiés à $P = 0,05$. L'ANOVA a été employée pour étudier les effets de la teneur en CO et de la texture (variables explicatives) sur les propriétés hydriques du sol et sur les paramètres de la relation (variables à expliquer). Elle a été également utilisée pour étudier les effets des pratiques agricoles sur les mêmes variables à expliquer (propriétés hydriques et paramètres de la relation) et ainsi déterminer si une ou plusieurs modalités de pratiques est

significativement différentes des autres. Deux tests de comparaisons multiples ou test post-hoc ont été utilisés pour déterminer les différences significatives entre les moyennes des groupes dans une ANOVA : la Différence Significative Minimale (LSD) de Fisher et le test HSD de Tukey (généralement plus conservateur que le test LSD de Fisher).

Chapitre III– Proposition d'un nouvel indice spectral de l'eau du sol (SWSI)

III. 1. Introduction

La connaissance des propriétés hydriques du sol est nécessaire à la description des transferts d'eau et de solutés. La teneur en eau est l'une des propriétés hydriques les plus importantes pour la croissance des plantes la gestion des sols. La modélisation de la distribution et de l'écoulement de l'eau dans les sols partiellement saturés exige une connaissance des propriétés de rétention en eau et joue donc un rôle essentiel dans la gestion et la compréhension du fonctionnement hydrique des sols et dans la prévision du transport des solutés et des contaminants dans l'environnement. Les exigences de prélèvement et de conservation des échantillons, ainsi que la lourdeur des protocoles de mesure, rendent ces propriétés contraignantes à mesurer au laboratoire et il est difficile d'obtenir sur le terrain des valeurs sur une gamme de potentiel matriciel aussi large qu'en laboratoire. Pour répondre à la nécessité de connaître les propriétés hydriques de façon exhaustive des sols sur un territoire donné, l'estimation des propriétés de rétention en eau a fait l'objet de nombreux travaux depuis plus d'une quarantaine d'années (Wösten *et al.*, 1995; Bastet *et al.*, 1998). Parmi les nombreuses études ayant concerné l'estimation des propriétés de rétention en eau des sols, beaucoup ont eu pour objectif l'établissement de fonctions de pédotransfert (FPT). Celles-ci permettent le calcul des propriétés hydriques à partir de caractéristiques des sols plus facilement mesurables que ne le sont les propriétés de rétention en eau. De nombreuses FPTs ont été proposées dans la littérature, notamment en ce qui concerne les propriétés de rétention en eau (Schaap *et al.*, 2001; Bruand *et al.*, 2002; Pachepsky & Rawls, 2003; Al Majou *et al.*, 2007; Vereecken *et al.*, 2010; Patil & Singh, 2016; Zou *et al.*, 2016).

Au cours des deux dernières décennies, la spectroscopie visible (Vis) et proche infrarouge (PIR) a acquis une grande popularité dans la recherche en science du sol, tant en laboratoire que sur le terrain (Stenberg *et al.*, 2010; Gubler, 2011; Genot *et al.*, 2014; Soriano-Disla *et al.*, 2014; Viscarra Rossel *et al.*, 2016) comme alternative rapide, non destructive et économique aux analyses des propriétés du sol (Stenberg *et al.*, 2010; Viscarra Rossel & Behrens, 2010b) bien qu'un instrument Vis-PIR soit coûteux. Plusieurs études ont montré la pertinence de cette technique alternative pour une mesure précise d'une large gamme de propriétés du sol, y compris la taille des particules (Lagacherie *et al.*, 2008; Janik *et al.*, 2009; Gomez *et al.*, 2015), la distribution de la taille des particules du sol (Sarathjith *et al.*, 2014), carbonate de calcium (Gomez *et al.*, 2008; Lagacherie *et al.*, 2008), pH (Viscarra Rossel & Behrens, 2010b), la teneur en carbone organique (Morgan *et al.*, 2009; Nocita *et al.*, 2013; Ellerbrock *et al.*, 2016; Nawar *et al.*, 2016) et la capacité d'échange cationique (Janik *et al.*, 2009; Savvides *et al.*, 2010). En

plus d'estimer les propriétés du sol, plusieurs études ont exploré le potentiel d'utiliser l'information spectrale pour estimer la teneur en eau du sol à différentes valeurs de potentiel de pression (Santra *et al.*, 2009; Knadel *et al.*, 2014; Babaeian *et al.*, 2015a; Marakkala Manage *et al.*, 2018; Pittaki-Chrysodonta *et al.*, 2018). Bien que la teneur en eau puisse être mesurée avec succès par spectroscopie Vis-PIR, elle est considérée comme l'un des facteurs les plus critiques affectant la précision des modèles Vis-PIR développés pour la détermination des autres propriétés des sols.

En ce qui concerne les propriétés de rétention en eau, qui font l'objet de cette étude, les effets de l'humidité du sol sur les spectres Vis-PIR ont été explorés dans plusieurs études (Dalal & Henry, 1986; Liu *et al.*, 2002; Lobell & Asner, 2002; Whiting *et al.*, 2004; Wu *et al.*, 2009). Dans la plupart de ces études, les résultats sont cohérents et montrent une réponse non linéaire de la réflectance avec la teneur en eau avec une diminution de la réflectance en raison de l'augmentation de la teneur en eau. Toutefois, Liu *et al.* (2002) ont constaté qu'une augmentation de l'humidité du sol n'entraîne une diminution de la réflectance que jusqu'à un point critique. Au-delà de cette teneur en eau critique, la réflectance augmente à nouveau. Les auteurs ont expliqué l'apparition de ce point critique par un changement dans les processus de diffusion causé par la distribution de l'eau dans les pores et autour des particules du sol

Certaines études ont évalué les effets de l'humidité sur la prédiction des propriétés du sol par spectroscopie Vis-PIR en se concentrant sur une gamme étroite de variation de teneur en eau du sol (Chang *et al.*, 2001; Morgan *et al.*, 2009; Stenberg *et al.*, 2010; Minasny *et al.*, 2011; Wang *et al.*, 2016). Néanmoins, la teneur en eau est directement liée à la taille et à la connectivité des espaces poreux. Par ailleurs elle est fortement influencée par la texture et la structure du sol, ainsi que par d'autres constituants, dont la matière organique. Il est donc important de comprendre l'effet de la teneur en eau sur les spectres de réflectance en fonction des différentes propriétés du sol. Cela permettrait de mieux comprendre l'interaction entre l'humidité, la texture et le CO et la façon dont elles peuvent influencer les propriétés de rétention. Aucune de ces études n'a porté sur les effets de la variation de la teneur en CO et de textures des sols sur les propriétés de rétentions en eau par spectroscopie Vis-PIR.

L'objectif de ce chapitre est donc d'étudier les propriétés de rétention en eau de différents types de sols. L'ensemble des essais présentés dans ce chapitre ont été réalisés sur des sols collectés en Bretagne et s'inscrivent dans le projet « Sols de Bretagne ». Dans le but d'étudier l'influence de la texture et de la teneur en CO sur les propriétés de rétention en eau des sols, les échantillons ont été sélectionnés de manière à couvrir une large gamme de texture et de teneur en CO caractéristiques des sols bretons. Nous avons regroupé les horizons des sols de Bretagne en deux catégories, les horizons A d'une part et les horizons E, B, S et C d'autre part, leur état structural et leur teneur en CO étant suffisamment différents pour que cela justifie leur séparation. Une première sélection a été faite sur 13 échantillons de sol collectés dans des horizons de surface (horizons A).

Tout en partant d'un jeu de données qui combine à la fois des critères de composition granulométrique (texture) et de structure (densité apparente et teneur en CO), notre objectif est ici de suivre une autre voie pour établir un nouvel outil d'évaluation des propriétés de rétention en eau des sols basé sur la technique de la spectroscopie Vis-PIR. En explorant les effets connus dans la littérature de l'humidité sur le spectre de réflectance des sols, nous cherchons à aller plus loin en définissant un nouvel indice spectral et en l'utilisant pour évaluer la pertinence et

la capacité de la spectroscopie Vis-PIR pour étudier les effets de texture et de la teneur en CO sur les propriétés de rétention en eau. Les résultats de l'analyse de ces échantillons d'horizons A font l'objet du chapitre III et ceux des échantillons non A seront présentés dans le chapitre IV.

III. 2. Résumé de l'étude

Nous avons étudié la pertinence de la spectroscopie visible (Vis) et proche infrarouge (PIR) à évaluer les effets de la texture du sol et de la teneur en carbone organique (CO) du sol sur les propriétés de rétention en eau. Parmi les 64 blocs de sols non perturbés qui avaient été prélevés des horizons A en 2014 dans la région Bretagne, nous en avons sélectionné treize. Les classes de texture allaient du limono-sableux au limono-argileux, et la teneur en CO varie entre 8,12 g kg⁻¹ et 62,3 g kg⁻¹. Des mottes de 3 à 4 cm d'épaisseur et de 5 à 6 cm de hauteur ont été collectées à partir des blocs. Les mottes ont été saturées en eau et mises à l'équilibre à 10 potentiels matriciel de la saturation au point de flétrissement permanent (-1585 kPa). À chaque potentiel matriciel donné, les mottes de sol ont été scannées en trois exemplaires pour acquérir des spectres de réflectance entre 350 et 2500 nm. Les spectres ont été convertis en « continuum removed » et nous nous sommes concentrés sur la bande d'absorption proche de 1920 nm, qui est liée aux vibrations combinées de l'eau. Nous avons défini un nouvel indice basé sur la largeur à mi-hauteur de la bande d'absorption proche de 1920 nm. Les résultats ont montré une relation linéaire entre cet indice spectral SWSI et la teneur en eau volumique volumétrique ($R^2 > 0,9$) pour l'ensemble des échantillons des sols étudiés. La pente et l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire étaient significativement corrélées avec la texture et la teneur en CO du sol. Les résultats indiquent que les paramètres de cette relation linéaire offrent une nouvelle façon d'étudier les propriétés de rétention en eau des sols en interaction avec les propriétés physiques du sol.

Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans la revue European Journal of Soil Science, que nous insérons ci-après :

Soltani, I., Fouad, Y., Michot, D., Bréger, P., Dubois, R. & Cudennec, C. 2018. A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content. *European Journal of Soil Science*, doi: 10.1111/ejss.12725.

A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content

I. Soltani, Y. Fouad, D. Michot, P. Bréger, R. Dubois & C. Cudennec

UMR SAS, Agrocampus Ouest, INRA 35000, Rennes, 65, rue de Saint Briec France

Summary

Characterization of soil hydrodynamic properties is important for assessing the soil water regime. Ex situ measurements are costly and time consuming. Reflectance spectroscopy can rapidly estimate several soil properties, including soil water content (SWC). Here, we evaluated the ability of visible (vis) and near-infrared (NIR) spectroscopy to assess the effects of soil texture and soil organic carbon (SOC) content on SWC. Thirteen undisturbed soil surface blocks were sampled in 2014 across the Brittany region, western France. Textural classes ranged from sandy loam to sandy clay loam texture, and SOC content ranged from 8.12 g kg⁻¹ to 62.3 g kg⁻¹. Aggregates of 3 – 4 cm width and 5 – 6 cm height were extracted and set at 10 matric potentials from saturation to permanent wilting point (1585 kPa). At given pressure heads, soil samples were scanned in triplicate to acquire reflectance spectra between 350 and 2500 nm. Spectra were converted into continuum removal and we focused on the absorption band near 1920 nm, which is linked to combination vibrations of water. We defined a new index based on the full width at half maximum (FWHM) of the absorption feature near 1920 nm. Results showed a linear relation between this NIR index and the volumetric SWC ($R^2 > 0.9$) for every soil aggregate. The slope and the intercept of the line were correlated well with soil texture and SOC content. Results indicated that the parameters of this linear relation offer a new way to study SWC and water retention properties of soils in relation to their physical properties.

Highlights

- We used vis–NIR spectroscopy to assess effects of texture and SOC content on soil water content.
- Formulated a new spectral index based on absorption feature of water near 1920 nm.
- Linear relation between SWC and NIR index; its parameters are related to texture and SOC content.
- Vis– NIR spectroscopy can be relevant to assess effects of texture and SOC content on SWC.

Correspondence: I. Soltani. Email: ines.soltani@agrocampus-ouest.fr

Received 1 December 2017; revised version accepted 16 June 2018

1. Introduction

Soil water content (SWC) is one of the major hydrodynamic soil properties that govern soil functioning in agroecosystems and greatly affects soil management. It is also the key factor across a range of environmental processes, including successful plant growth and productivity, erosion, pedogenesis, soil biogeochemistry and water regime, particularly in unsaturated soils. To understand and model these processes, the monitoring of soil hydrodynamic properties over large areas is highly desirable.

The conventional methods for measuring SWC by oven drying soil samples collected from agricultural fields are destructive, costly and time consuming (Romano & Palladino, 2002). A rapid, non-destructive and cost-effective alternative method to determine SWC, with acceptable precision, is needed to allow farmers and land managers to make rational use of water resources, and for the assessment and management of soil quality.

Pedotransfer functions (PTFs) and physico-empirical models have been used for this purpose, relying on more readily available and less expensive soil analytical data (Pachepsky & Rawls, 2003; Patil & Singh, 2016). These functions are based on relations identified between SWC and other soil properties such as soil texture, clay, sand and organic matter (OM) contents, and bulk density (Patil & Singh, 2016). However, PTFs are still inaccurate for predicting some of the hydrodynamic soil properties. They may also require analytical data to calibrate a predictive model.

Over the last decades, diffuse reflectance spectroscopy (DRS) techniques have been used increasingly. Methods based on DRS offer several advantages compared with conventional ones because they are rapid, cost-effective and non-destructive. Therefore, the spread within the soil science community of soil spectroscopy in the visible (vis), near (NIR) and mid-infrared (MIR) spectral ranges enabled various physical, chemical and biological soil properties to be assessed (Stenberg *et al.*, 2010; Genot *et al.*, 2014), especially SWC (Bowers & Hanks, 1965; Lobell & Asner, 2002), SOC content, cationic exchange capacity (CEC), clay, silt and sand contents, and pH (Ben Dor *et al.*, 2003; Minasny *et al.*, 2008; Rodionov *et al.*, 2014). Furthermore, investigating the spectral characteristics of soil samples showed correlations between soil spectra, SOC content and SWC. Overall, several studies have shown that soil reflectance in the vis–NIR decreases with OM (Rodionov *et al.*, 2014) and SWC (Lobell & Asner, 2002; Whiting *et al.*, 2004).

The vis–NIR spectroscopy studies of SWC have been investigated for three main purposes: (i) variation in laboratory (Bowers & Hanks, 1965; Lobell & Asner, 2002) and field (Kaleita *et al.*, 2005) observations of reflectance spectra with SWC, (ii) prediction of SWC using either the entire spectrum (Mouazen *et al.*, 2006; Janik *et al.*, 2007) or some absorption bands (Whiting *et al.*, 2004; Zhu *et al.*, 2010) and (iii) the effect of moisture on the quality of prediction of some soil properties (Stenberg, 2010; Rodionov *et al.*, 2014). However, vis–NIR spectroscopy has rarely been used to assess the effects of texture and SOC content on SWC and ultimately soil water retention (SWR). Janik *et al.* (2007) predicted SWC for a large variety of surface soils from southern Australia at a range of matric suctions from 1 to 1500 kPa by MIR spectroscopy and partial least squares (PLS) regression. They concluded that the MIR PLS prediction method performed at least as well as some PTFs. McBratney *et al.* (2006) used reflectance spectra of soils to predict various soil properties (clay, silt, sand, SOC, CEC and pH) by PLS regression,

which were in turn used in an inference system to predict other important and functional soil properties with PTFs (bulk density and available water capacity). Santra *et al.* (2009) and Babaeian *et al.* (2015b) evaluated the PTF approach in the use of spectral reflectance over the vis–NIR region (350 – 2500 nm) for predicting SWR curves in the place of basic soil properties. They showed that these new transfer functions, called spectrotransfer functions (STFs), have similar accuracy to those of PTFs for estimating hydrodynamic properties. They further developed point and parametric transfer functions based on the van Genuchten soil hydraulic model (VG). More precisely, they developed STFs that related VG hydraulic parameters to spectral reflectance values. They also derived point transfer functions that estimated either hydraulic conductivity (K_s) (Santra *et al.*, 2009) or SWC at specific matric potentials (Babaeian *et al.*, 2015b).

This study aimed to validate the hypothesis that soil reflectance, and more specifically the absorption feature of water near 1920 nm, can be used to evaluate the effect of texture and SOC content on SWC and SWR. For this purpose, we defined a new spectral index based on the absorption band near 1920 nm and we established its relation to volumetric SWC of various topsoils from Brittany (western France) at different pressure heads from saturation to permanent wilting point.

2. Materials and methods

2.1. Soil dataset

The study area is in the Armorican Massif in Brittany (Figure III- 1), western France, which is characterized by a heterogeneous landscape with different soil textures, SOC contents and soil parent materials. Soil data come from the latest 2014 – 2015 soil survey (228 horizons from 64 soil profiles) of the ‘Sols de Bretagne’ project across the whole of the Brittany (Bretagne) region, representing a large diversity of soil conditions (see www.sols-de-bretagne.fr for more detail and online digital maps). The rationale for this survey was as follows. In each observed horizon, a sample was collected for analysis of physicochemical properties, as well as an undisturbed block of soil for SWR properties and spectral measurements. The particle-size distribution was measured by the Robinson pipette method according to the NF X31–107 certified method (AFNOR, 2003) and five classes were determined: clay (0 – 2 μm), fine silt (2 – 20 μm), coarse silt (20 – 50 μm), fine sand (50 – 200 μm) and coarse sand (200 – 2000 μm). The SOC content was measured by dry combustion with a CHN analyser (Thermo Finnigan EA 1112, Milan, Italy) according to the NF ISO 10694 certified method (AFNOR, 1995). Undisturbed soil blocks were stored in a cold room at 4°C until required for physical and spectral measurements.

For this study, we selected 13 organo–mineral A horizons out of 59 A horizons using conditioned Latin hypercube sampling (cLHS). This method is a stratified random procedure that provides an efficient way of sampling variables from their multivariate distributions (Minasny & McBratney, 2006). The cLHS enables organo–mineral A horizons to be selected with a good representation of the regional soil diversity according to environmental covariates. For covariates, we used soil parent material, textural class using the French GEPPA (Groupe d’Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée) 17-class texture triangle (1963), the SOC content and the fine silt/coarse silt ratio. The GEPPA textural triangle for the soil samples selected is shown in Figure III- 2.

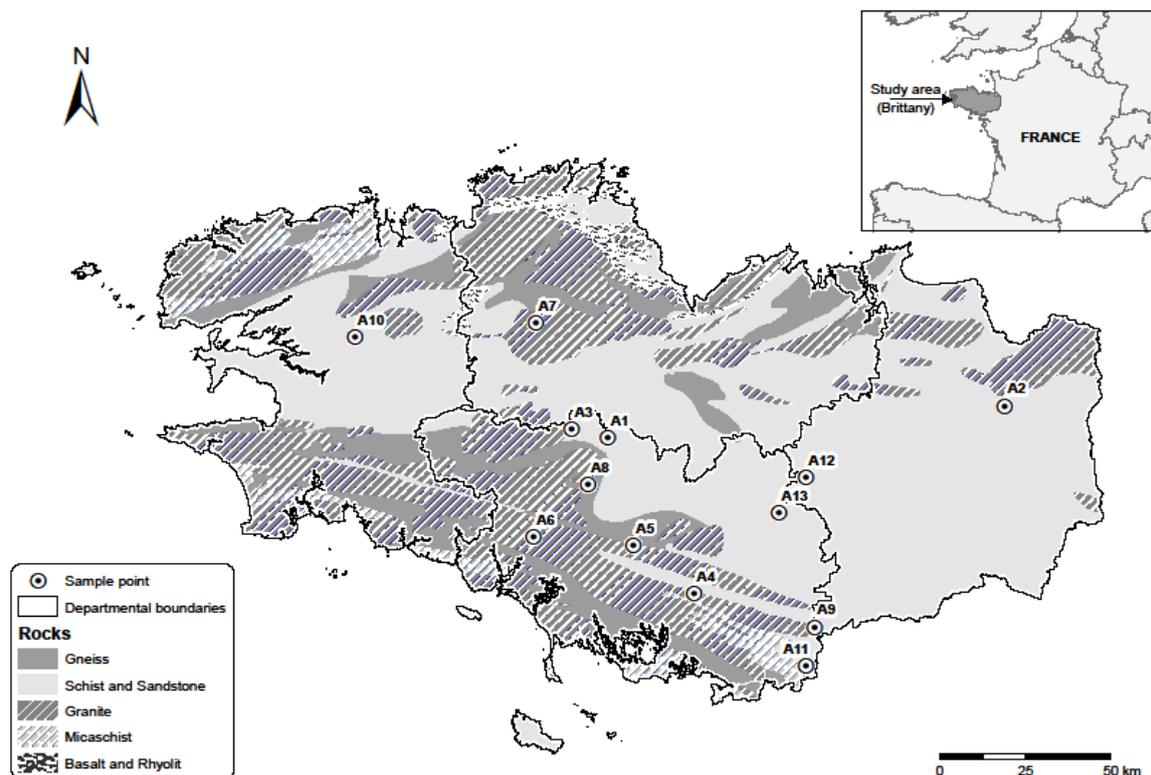


Figure III- 1. Location of the 13 soil sampling sites displayed on the geological map of Brittany (France).

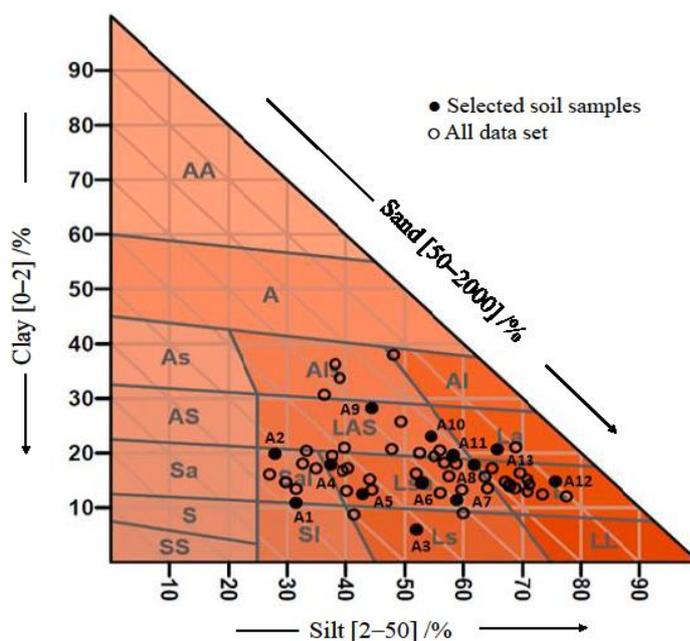


Figure III- 2. Texture classes of the 13 soil samples selected from a total of 59 A horizons according to the French textural triangle ‘GEPPA’ soil texture classification system. (The units of the values in parentheses on the axes are μm).

2. 2. *The SWC measurements at different pressure heads*

In the laboratory, each block of soil was broken down at the field moist state into aggregates of approximately 3 – 4 cm width and 5 – 6 cm length. Four aggregates were collected in quadruplicate for measurements, thus enabling us to obtain 52 aggregates. Once saturated with deionized water, all aggregates were first placed on the suction table apparatus and then in a pressure cell to be dried gradually. Aggregates were brought successively to pressure heads of –1 and –3.2 kPa (corresponding to pF 1 and 1.5, respectively) on the suction table apparatus. Then, they were brought to pressure heads of –10, –20, –31.6, –63, –100, –316, –1000 and –1585 kPa (corresponding to pF 2, 2.3, 2.5, 2.8, 3, 3.5, 4 and 4.2, respectively) using a pressure cell following the ISO 11274 standard (AFNOR, 1998). At each pressure head, the wet weight of soil aggregates was taken. Finally, the aggregates were oven-dried at 105°C for 48 hours and their dry mass was then weighed to determine their gravimetric SWC at the different matric potentials. The dry bulk density (BD) was measured for the whole aggregates by the kerosene displacement method (Abrol & Palta, 1968), according to the X31-505 standard (AFNOR, 1992). For each soil aggregate, the gravimetric SWC was then converted to volumetric SWC and we calculated the total porosity by considering a particle density of 2.65 g cm⁻³. The SWC, BD and total porosity of the four aggregates were averaged at different pressure heads.

2. 3. *Spectral scanning and spectral treatments*

Once the desired water pressure head was reached and after soil aggregates had been oven-dried, reflectance spectra of soil samples were recorded with a full range vis – NIR spectrometer (ASD Fieldspec® 3, Analytical Spectral Devices Inc., Boulder, CO, USA) from 350 to 2500 nm wavelength with a sampling interval of 1 nm. The ASD spectrometer was used in a bare fibre optic configuration with a 25° view angle. All spectra were recorded using a standard contact probe that embeds both an optical fibre and a halogen bulb light source with a colour temperature of approximately 2901 K. This reduces errors associated with stray light during measurement and atmospheric water content. Before spectral acquisition of each soil sample, the ASD spectrometer was optimized on a dark current followed by a white reference panel (Spectralon®). Spectral measurements were taken in the laboratory in a dark room. At given pressure heads and for each soil aggregate, reflectance spectra were acquired in triplicate by slightly modifying the position of the contact probe. As a result, the single spectrum for a given soil aggregate was an average of 30 scans and the final spectrum used in the treatment was an average of the three replicates. The total time for recording the spectra was standardized to 6 s per aggregate to avoid heating and drying of the samples. To exclude noisy ranges of vis– NIR spectra, the spectral interval was narrowed to 400 to 2500 nm. Each spectrum was corrected with a splice correction and the continuum removal (CR) technique (Clark & Roush, 1984) was applied to all spectral data. It was applied to ease interpretation of the absorption features in a diffuse reflectance spectrum by normalizing spectra to a common baseline.

2. 4. *A new soil water spectral index (SWSI)*

Soil is a heterogeneous mixture of various constituents; therefore, a unique spectral response for soil properties is by no means certain (Chang *et al.*, 2001). One method of evaluating the spectral response for a soil property is to study the relation between wavelength and the value of the soil property. The strong change in both water absorption features near 1440 and 1920 nm suggests they could support an effective indicator for characterizing SWC. Moreover, the

depth of the absorption band near 1920 nm is deeper and changes over a wider range of magnitude than the one near 1440 nm, which suggests that the 1920 nm absorption feature is more sensitive to changing water content. Therefore, we focused on this water absorption feature near 1920 nm to define a new NIR spectral index that will be related to soil water status with drying. More precisely, at a given pressure head we measured the full width at half maximum (FWHM) of the 1920 nm absorption band (i.e. the width at half of the height of the feature). We defined the new index, which we called the soil water spectral index (SWSI), as follows:

$$SWSI_i = 1 - \frac{FWHM_i}{FWHM_{sat}} \quad (\text{Eq III- 1})$$

where $SWSI_i$ is the soil water spectral index at the i th value of the pressure head, $FWHM_i$ is the full width at half maximum at the i th pressure head and $FWHM_{sat}$ is the full width at half maximum at saturation. The index is a function of the normalized FWHM and characterizes soil dryness because it is 0 at saturation and increases towards 1 with drying.

2. 5. Statistical analyses

Statistical analyses were conducted using the R (v. 3.5.0) statistical programming environment. Least squares regression was carried out for each soil sample to establish the regressions relating SWC to SWSI for the ten pressure heads considered, and the assumptions of linear regression were checked. The Pearson correlation matrix was calculated to explore the correlations between soil properties (SOC, texture and BD) and two parameters obtained from the relation between SWC and SWSI. Prior to Pearson correlation analysis, the statistical distribution was examined for these variables. Furthermore, we defined three classes of SOC content and within each class, soil samples were split into two texture classes, which enabled six groups to be identified from our dataset. We carried out an analysis of variance (anova) to assess whether the mean values of the two parameters of the SWC – SWSI relations were different between groups at $P = 0.05$. Prior to anova, the assumptions of equality of variances and normality of the residuals were checked with the Bartlett and Shapiro–Wilk tests, respectively. The independence of the data was verified because, for a given soil variable, its value for each soil was independent of those of other soils. Fisher’s least significant difference (LSD) test was carried out to check which SOC and texture groups were significantly different.

3. Results and discussion

3. 1. Soil properties

The physicochemical properties of the soil samples are provided in Table III-1. Soil samples display a wide range of soil textural classes from sandy loam to sandy clay loam textures (Figure III-2) and of SOC contents from 8.12 to 62.30 g kg⁻¹, which were consistent with the typical textures and SOC contents observed across Brittany. Clay content was small for most soil samples (clay <30%), silt content had a wide range (28 – 76%) and sand content ranged between 9 and 58%. Bulk density of the clods for all soil samples ranged between 0.92 and 1.73 g cm⁻³.

Table III- 1. Physicochemical properties of the 13 soil samples collected from A horizons

Soil samples	Soil texture GEPPA	Clay	Silt	Sand	SOC	BD (SD)	Porosity (SD)
		/ %			/ g kg ⁻¹	/g cm ⁻³	
Coarse-textured soils (5 samples)							
A1	Sl	11	31	58	26.40	1.73 (0.37)	0.35 (0.14)
A2	Sal	20	28	52	17.71	1.59 (0.04)	0.40 (0.02)
A3	Ls	6	52	42	48.65	0.99 (0.14)	0.63 (0.05)
A4	Lsa	18	37	45	8.12	1.62 (0.03)	0.39 (0.01)
A5	Lsa	13	45	42	26.28	1.52 (0.05)	0.43 (0.02)
Fine-textured soils (8 samples)							
A6	Lsa	15	53	32	23.55	1.51 (0.07)	0.43 (0.03)
A7	Lsa	11	59	30	10.51	1.22 (0.04)	0.54 (0.01)
A8	Lsa	18	62	20	39.79	1.28 (0.04)	0.52 (0.01)
A9	LAS	28	45	27	19.68	1.63 (0.04)	0.38 (0.02)
A10	LAS	23	55	22	50.85	0.92 (0.07)	0.66 (0.02)
A11	LAS	20	58	22	24.84	1.46 (0.06)	0.45 (0.02)
A12	L	15	76	9	30.70	1.06 (0.03)	0.60 (0.01)
A13	La	21	66	13	62.30	1.09 (0.08)	0.59 (0.03)

GEPPA, Group for the study of applied pedology problems. French classification system of soil texture: Sl, Silty; S, Sandy; Sal, silty clay sand; Lsa, clayey sandy loam; LAS, Sandy clay loam; Ls, Loamy sand; L, Loam; La, Silty clay; SD, standard deviation; BD, bulk density; SOC, soil organic carbon.

3. 2. Variation in soil spectral reflectance with soil texture and SOC content

The vis–NIR diffuse reflectance spectrum of soil is the result of interactions between the incident electromagnetic radiation and soil chemical and physical characteristics. Soil chemical elements such as organic and mineral compounds, as well as the adsorbed and interstitial soil water, absorb a fraction of the incident light at specific wavelengths (Viscarra Rossel & Behrens, 2010b). The soil particle size and resulting surface roughness are also factors that strongly influence the soil spectral response in vis–NIR (Sadeghi *et al.*, 2018). In general, a decrease in particle size leads to an increase in scattering and so to an increase in soil reflectance. Thus, different soil textures have different shapes of spectra.

Three soil samples were selected from our dataset to illustrate the specific change in reflectance spectra as affected by texture and SOC content (Figure III- 3). Sample A3 was a coarse-textured soil and the other two (A9 and A10) were fine textured. According to the GEPPA 17-class texture triangle (Figure III-2), A3 is identified as Ls (i.e. Loamy sand), A9 and A10 are both identified as LAS (i.e. Sandy clay loam). Each spectrum in Figure 3 is an average of the four replicated scanned spectra of soil aggregates after they had been oven-dried. Samples A3 and A10 have large SOC contents, but with a small difference, 48.65 and 50.85 g kg⁻¹, respectively, whereas A9 had a smaller SOC content (19.68 g kg⁻¹). Figure III-3 shows that the overall reflectance increases with the increase in fineness of soil texture because of the dominance of clay particles in the soil. Previous researchers (Ben Dor *et al.*, 2003; Stenberg, 2010) who showed that reflectance in the vis–NIR spectral range increases when clay content increases also reported this known global tendency. According to Genot *et al.* (2014), the effect of particle size on the spectrum of reflected light intensity is inversely proportional to the particle diameter. Sandy soils with the largest diameters scatter more light than those with medium and fine particles. This can be explained by the optical properties of different soil types. In theory, scattering at the surface allows light to change its direction of propagation and it is the passage

through the various materials that causes the absorption. There is a mean optical path length, which can be used to describe the absorption process (Clark & Roush, 1984). Increasing the length of a mean optical path leads to an increase in the probability of absorption and consequently to a decrease in reflectance. Both Nolet *et al.* (2014) and Janik *et al.* (2016) associated the increase in particle size of soils such as coarse soils with an increase in the mean optical path length, and therefore with the decrease in reflectance. Nevertheless, a decrease in reflectance with the increase in soil fineness was also observed by other authors (Santra *et al.*, 2009).

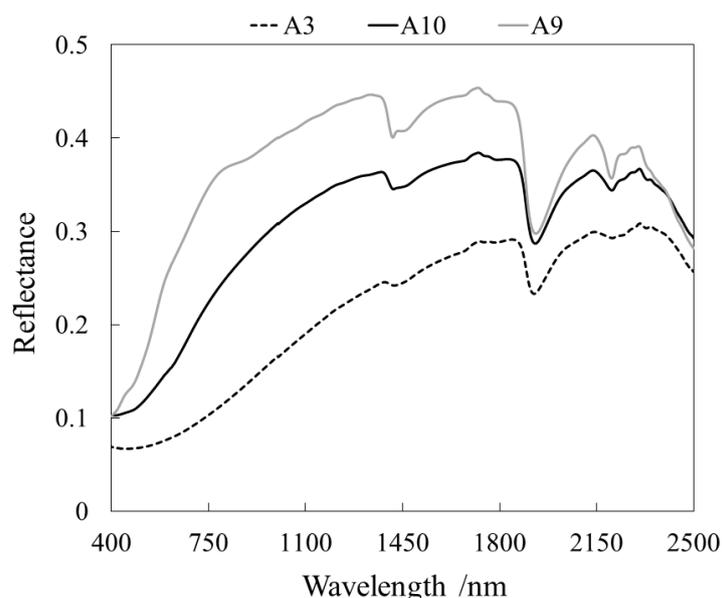


Figure III- 3. Average reflectance spectra of three soil samples with two different textural classes (Sandy clay loam (LAS), A9 and A10; Loamy sand (Ls), A3) and with two different soil organic carbon (SOC) contents: large (A10, 50.85 g kg⁻¹; A3, 48.65 g kg⁻¹) and small (A9, 19.68 g kg⁻¹).

The soil samples, A9 and A10, that were selected from the same textural class (LAS) with similar sand:clay ratios (Table III-2) differ significantly in their SOC content: 19.68 and 50.85 g kg⁻¹, respectively. Figure III-3 shows that for similar soil textures, reflectance intensity is inversely related to SOC content. A decrease in reflectance spectra with the increase in SOC content has been reported in numerous studies (Chang *et al.*, 2001; Rodionov *et al.*, 2014).

3. 3. Variation in soil spectral reflectance with SWC

The effect of moisture on soil NIR reflectance spectra has been documented in several previous publications. As expected, our results showed that the reflectance intensity of all soil samples decreased as SWC increased, which accorded largely with the reported behaviour in the literature (Lobell & Asner, 2002; Zhu *et al.*, 2010). Moreover, soil reflectance decreased systematically, but not proportionally, with increasing matric potential (Knadel *et al.*, 2014). Figure III-4(a) shows an example with the reflectance curves for sample A11 at different moisture levels, from saturated to the oven-dried state. The largest reflectance was obtained for the driest sample (oven-dry at 105°C), and conversely the smallest reflectance curve was obtained for the wettest state. Moreover, increasing SWC affected the shape of spectra because

of the occurrence of well-defined water absorption bands near wavelengths of 1440 and 1920 nm. Zhu *et al.* (2010) located these absorption features at 1450 and 1940 nm, whereas Demattê *et al.* (2006) identified them at 1400 and 1900 nm. These absorption features were emphasized more with the use of continuum removal (Figure III-4b). The feature near 1440 nm is related to the hydroxyl functional group O–H and water molecule vibration, and the feature near 1920 nm is linked to water molecules themselves (Clark, 1999). The water tends to widen and lengthen these two absorption features.

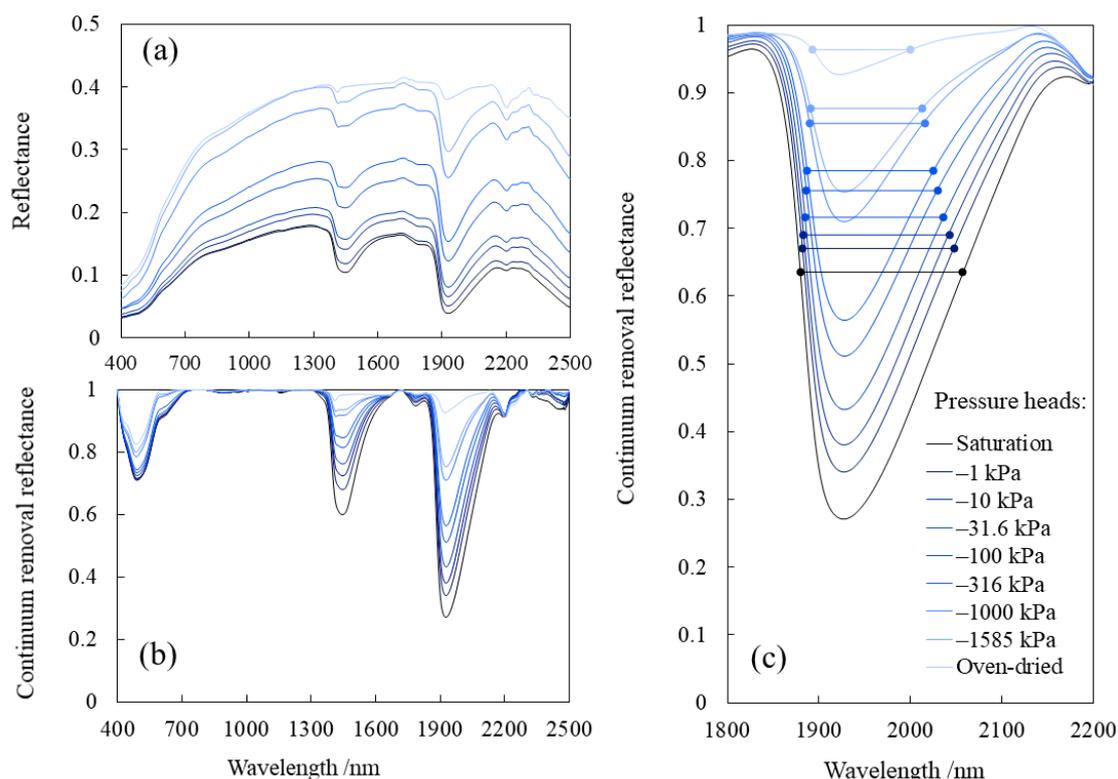


Figure III- 4. Spectral reflectance soil sample A11 according to pressure heads: (a) reflectance spectra, (b) continuum removal and (c) absorption band near 1920 nm.

The absorption band near 2200 nm results from the vibrations of hydroxyl ions associated with clay minerals and structural water integrated into the crystalline structure of clay minerals (Ben Dor *et al.*, 2003). In contrast to the bands near 1440 and 1920 nm, the amount of water does not noticeably affect the magnitude of that band. However, when the absorption band near 1920 nm becomes stronger, it partly or completely overlaps the band near 2200 nm, depending on clay content and mineral types (Demattê *et al.*, 2006). The absorption feature in the visible range of the spectrum (400, 700 nm) is a result of electronic transitions in the iron oxides. The effect of water in this spectral range is weak and is associated with colour changes because soil darkness changes with variable water content. Furthermore, Figure III-4 also shows that the depth of the absorption band near 1920 nm is larger and changes over a wider range of magnitude than the depth of the 1440 nm band, which means the 1920 nm absorption feature is more sensitive to changing water content. Some authors (Bowers & Hanks, 1965; Stenberg *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2010) have found this band to be better for estimating the SWC than the

band near 1440 nm. For example, some authors found a decreasing exponential relation between SWC and the CR at 2200 nm (Lobell & Asner, 2002). However, other authors estimated soil moisture by a multiple linear regression model based on the area of the absorption features near 1400, 1900 and 2200 nm (Demattê *et al.*, 2006). The partial least squares (PLS) regression was also used to predict SWC from the reflectance taken over the entire vis-NIR electromagnetic spectrum (Kaleita *et al.*, 2005; Mouazen *et al.*, 2006; Kim *et al.*, 2014). Now, focusing on the more specific feature of water absorption at 1920 nm, Figure III-4(c) shows that the observed broadening can be characterized by the full FWHM of the band. The strong change in FWHM with drying suggests that it will be an effective indicator for characterizing SWC; therefore, we expect a relation between FWHM and SWC.

3. 4. The SWC versus SWSI

In addition to observed changes in reflectance, we considered the effect of SWC on FWHM of the absorption feature near 1920 nm. The result of continuum removal shows an increase in FWHM with an increase in SWC (Figure III-4c) and FWHM appears to be correlated with SWC. The relations between SWC and SWSI are summarized in Table III-2 for the 13 topsoil samples, and six of these are presented in full in Figure III-5. The SWSI shows a significant linear relation with the measured SWC, as illustrated by the six selected soil samples, taking into account variation in texture and SOC content. Figure III-5 shows that SWC decreases linearly as the index of SWSI increases.

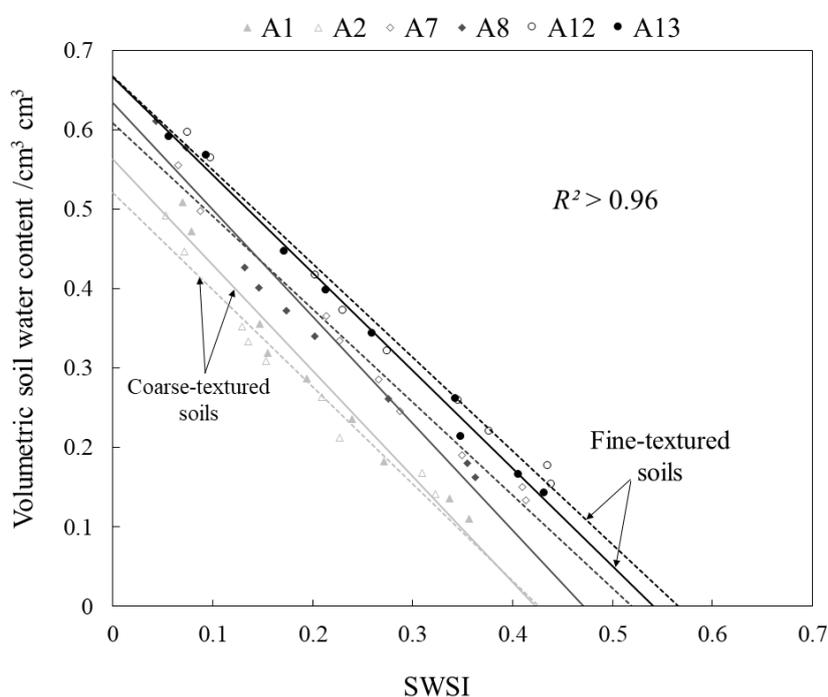


Figure III- 5. The soil volumetric water content (SWC) plotted against the soil water spectral index (SWSI) for different soil organic carbon (SOC) contents and soil textures (▲, coarse-textured soil with large SOC content; △, coarse-textured soil with small SOC content; ◆, medium-textured soil with large SOC content; ◇, medium-textured soil with small SOC content; ●, fine-textured soil with large SOC content and ○, fine-textured soil with small SOC content).

Table III-2 indicates that for all the samples the coefficient of determination R^2 is equal to or larger than 0.96. The R^2 values ranged from 95% for soil sample A2 to 99% for A13. Linear regression was highly significant for all soil samples with $P \ll 10^{-5}$. Slopes of the regression lines ranged from -1.345 (A8) to -1.144 (A12). Rather than slope in the following sections, we used its absolute value, which we denoted as AvS. The AvS parameter is such that for a variation of a unit in SWSI it gives the variation in SWC during drying. The smaller is the AvS value, the smaller is the variation in SWC and the associated amount of water released. Accordingly, AvS is directly related to SWR. Intercepts ranged from $0.52 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (A2) to $0.78 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ (A10). The intercept was obtained when SWSI equalled zero, which was at saturation for FWHM and corresponded to the theoretical value of SWC at saturation.

Table III- 2. The AvS and intercept of the SWC– SWSI relations for the 13 samples with their sand:clay ratios.

Soil samples	S/C	AvS (SE)	Intercept (SE)	R^2
A1	5.3	1.33 (0.09)	0.56 (0.02)	0.97
A2	2.6	1.22 (0.09)	0.52 (0.02)	0.96
A3	7.0	1.48 (0.09)	0.67 (0.02)	0.98
A4	2.5	1.37 (0.10)	0.55 (0.02)	0.96
A5	3.2	1.18 (0.05)	0.55 (0.01)	0.99
A6	2.2	1.34 (0.07)	0.60 (0.02)	0.98
A7	2.6	1.17 (0.05)	0.61 (0.01)	0.99
A8	1.1	1.34 (0.10)	0.63 (0.02)	0.96
A9	1.0	1.37 (0.11)	0.56 (0.02)	0.96
A10	1.0	1.62 (0.07)	0.78 (0.02)	0.99
A11	1.1	1.62 (0.06)	0.65 (0.01)	0.99
A12	0.6	1.18 (0.05)	0.66 (0.01)	0.99
A13	0.7	1.23 (0.04)	0.66 (0.01)	0.99

AvS, absolute value of slope; SWC, soil water content; SWSI, soil water spectral index; S/C, sand:clay ratio; SE, standard error of estimated values.

Figure III-5 and Table III-2 show clearly that the linear relation between SWC and the new spectral index SWSI is texture dependent. Indeed, the intercept that represents the volumetric SWC at saturation is mainly influenced by soil texture. The largest values of the intercept were observed for fine-textured soils from A10 to A13 and the smallest values were for coarse-textured soils A1, A2, A4 and A5 (Table III-2). The SOC content also has an effect on the intercept. Regarding the coarse-textured soil, the effect was more pronounced for soil sample A3. For this sample the sand:clay ratio was 7, but SOC content was very large (48.65 g kg^{-1}),

which presumably explained the very small BD of 0.98 g cm^{-3} (i.e. large total porosity), and thus the large intercept value. For the fine-textured soils, two trends stood out and were linked to the sand:clay ratio. For soil samples A9, A10 and A11, the ratio was at least 1:1 and increasing SOC content significantly increased the intercept. However, for the soil samples A12 and A13 with ratios of 6:10 and 7:10, respectively, there was no effect on the intercept with increasing SOC content. The large value of the intercept was then mainly a result of the texture, and more precisely the clay content. Otherwise, the intercept, that is SWC at saturation, can also refer to water holding capacity (WHC) and is greatly controlled by soil texture, mainly clay content, and SOC content. In fact, soils with smaller particles (silt and clay) have a larger surface area than those with larger sand particles, and a large surface area enables a soil to hold more water. In other words, soils with large silt and clay contents have a larger WHC and intercept. The SOC content also affects WHC because of the affinity that organic matter has for water. Thus, as SOC content increased, the WHC increased and intercept increased.

The slope of the linear relation between SWSI and SWC is related to the SWR of a given soil because it corresponds to variation in the rate of water released (i.e. the variation in SWC for a unit variation in SWSI). Therefore, decreasing the slope leads to a greater SWR and less available water. Overall, our results accord with the widely known effects of texture and SOC content on SWR properties (Saxton *et al.*, 1986; Rawls *et al.*, 2003; Bronick & Lal, 2005). The fine-textured soils A12 and A13 had a small slope. These samples were characterized by the small BD (i.e. large total porosity) of 1.06 and 1.09 g cm^{-3} , respectively. In general, more pore space could lead to greater SWR, although the pore-size distribution and SOC content also have an effect on this property. In the LAS textural class with a sand:clay ratio of 1:1, SOC content appeared to be an influencing factor because the slope increased with SOC content. It is known to improve aggregation and aeration of soils and thus their SWR.

Thus, it appears from our results that both slope, which gives SWR, and intercept, which is SWC at saturation, are related to soil texture and more precisely to the sand:clay ratio and to SOC content.

3. 5. Correlation between soil physical properties and parameters of the linear relation

Different textures give rise to different pore sizes in the soil. When only one size of particle is involved, the pore size is proportional to the particle size (Dexter, 2004). However, when a mixture of particle sizes is present, as is usual in soils, the situation is more complicated.

Table III-3 gives the Pearson correlation matrix for the parameters of the SWSI – SWC relation (AvS and intercept) and soil physical and chemical properties (BD, clay, silt, sand and SOC contents). Overall, the results are in accord with the observations made above (Figure III-5 and Table III-2). The intercept was correlated at a P of 0.001 to soil physical properties. It was negatively correlated with BD ($r = -0.75$) and sand content ($r = -0.44$), whereas it was positively correlated with silt content ($r = 0.36$). Our results did not show any significant correlation between the intercept and clay content. The correlation was also significant and positive between the intercept and SOC content ($r = 0.5$). The AvS was significantly correlated with the intercept, BD and clay content, but with different levels of significance: P -values of 0.001, 0.01 and 0.05, respectively (Table III-3). Our results did not show any significant correlation between AvS and silt, sand or SOC contents.

The correlation matrix (Table III-3) also shows that the effects of SOC, clay, silt and sand contents on AvS are opposite to those observed with the intercept. When clay content had a significant correlation with AvS, the effect of SOC content was not significant, and when sand and silt contents were significantly correlated with the intercept the effect of SOC content was highly significant. The non-significant effect of SOC content with a significant effect of clay content and vice versa suggests that the effect of SOC content is indirectly correlated with soil texture and that the relation of soil water retention to SOC content is affected by proportions of the textural components, in particular clay content.

Table III- 3. Pearson correlation matrix of the AvS, intercept and soil properties.

	AvS	Intercept	BD	SOC	Clay	Silt	Sand
AvS	1.000						
Intercept	0.737	1.000					
BD	-0.279	-0.750	1.000				
SOC	0.220	0.497	-0.615	1.000			
Clay	0.265	0.203	-0.114	0.123	1.000		
Silt	0.011	0.357	-0.539	0.382	0.058	1.000	
Sand	-0.227	-0.436	0.489	-0.408	-0.523	-0.746	1.000

AvS, absolute value of slope; BD, bulk density; SOC, soil organic carbon.

3. 6. A new approach for comparing hydrodynamic properties of soils

Our results above suggested that the two parameters AvS and intercept of the linear relation between SWSI and SWC were relevant to the study of hydrodynamic soil properties such as SWR and WHC. We propose a way to explore and compare these properties within our dataset in the plane based on the intercept and AvS. To emphasize our results, we defined three classes of SOC content ($SOC \leq 20$, $20 < SOC \leq 30$ and $SOC > 30$ g kg⁻¹), and within each class the soil samples were split into coarse and fine-textured soil. Six groups (G1 to G6) were defined as shown in Table III-4; odd groups were identified as coarse-textured soils and even groups as fine-textured soils. For each group, the average values of intercept and AvS were calculated (Table III-4). Moreover, the results of anova for both intercept and AvS showed (Table III-5) that SOC and texture separately had a significant effect on the intercept only, with $P < 0.05$, and there was no interaction between them. The pairwise comparison of the mean values of the intercept of the three classes of SOC content, carried out with Fisher's LSD test, showed that a significant difference was obtained only between the class of SOC with the larger contents ($SOC > 30$ g kg⁻¹) and the two other classes of SOC content ($SOC \leq 20$ and $20 < SOC \leq 30$ gkg⁻¹). For the two textural classes, Fisher's LSD test showed that the mean value of the intercept was significantly different between the coarse-textured and fine-textured soils.

Table III- 4. Grouping and classification of soil samples according to SOC content and texture

Groups	AvS (SD)	Intercept (SD)	Clay (SD)	Silt (SD) / %	Sand (SD)	SOC / g kg ⁻¹	Texture	Soil samples
G1	1.29 (0.19)	0.54 (0.06)	18.9 (1.0)	32.7 (5.0)	48.5 (4.0)	≤ 20	C	A2, A4
G2	1.26 (0.16)	0.58 (0.05)	19.8 (9.0)	51.7 (7.7)	28.5 (1.3)	≤ 20	F	A7, A9
G3	1.24 (0.35)	0.56 (0.15)	12.1 (1.3)	38.0 (6.9)	49.9 (8.2)	20.1 – 30	C	A1, A5
G4	1.37 (0.22)	0.63 (0.05)	16.4 (2.4)	62.3 (10.2)	21.3 (9.8)	20.1 – 30	F	A6, A11, A12
G5	1.42 (0.19)	0.65 (0.09)	6.0 (0)	51.9 (0)	42.1 (0)	> 30	C	A3
G6	1.39 (0.18)	0.69 (0.07)	20.5 (2.2)	60.7 (4.9)	18.8 (3.9)	> 30	F	A8, A10, A13

C, coarse texture; F, fine texture; SD, standard deviation; SOC, soil organic carbon.

Table III- 5. Results of two-way anova with SOC and texture as fixed effects.

Source		Degrees of freedom	Sum of squares	Mean square	F ratio	P
Intercept	Texture	1	0.01636	0.01636	7.105	0.0322
	SOC	2	0.02590	0.01295	5.625	0.0350
	Texture · SOC	2	0.00163	0.00081	0.353	0.7145
	Residuals	7	0.01612	0.00230		
	Total	12	0.04226	0.02931		
AvS	Texture	1	0.00613	0.00613	0.189	0.677
	SOC	2	0.03413	0.01706	0.526	0.612
	Texture · SOC	2	0.02347	0.01174	0.362	0.709
	Residuals	7	0.22688	0.03241		
	Total	12	0.04026	0.02319		

SOC, soil organic carbon.

Figure III-6 shows the distribution of the six groups in the plane of the intercept and AvS. At first glance, Figure III-6 shows that the distribution of groups in this plane is related to both texture and SOC content and enables two clusters to be identified from the soil groups. Cluster 1, for the intercept, ranged between 0.5 and 0.6, and AvS ranged between 1.2 and 1.3, whereas for cluster 2 the respective ranges were 0.6 to 0.7 and 1.35 to 1.45. In cluster 1, moving from G1 to G2, that is from coarse to fine texture, brought out the textural effect, whereas moving from G1 to G3 showed the effect of increasing SOC content. In the first case, the fine-textured soils of G2 had on average a larger intercept and a smaller AvS, indicating larger WHC and SWR than for the coarse-textured soil of G1. In the second case, both G1 and G3 were identified as coarse-textured soils but with larger SOC content for G3; the position in the plane was in accord with the positive effect of SOC content on SWR and the increase in SWC at saturation and thus the intercept. Some similar observations can be made in cluster 2. The relative position of the coarse-textured group G5 compared with the fine-textured group G6, given that SOC content was similar and everything else remained the same, emphasized the effect of soil texture. Consequently, soils of G6 had on average a larger intercept and smaller AvS (i.e. a greater SWR). However, the relative positions of both fine-textured groups G4 and G6 were probably from the effect of increasing SOC content. In this case, the increase in SOC content improved WHC, and therefore the intercept. Further, the well-known effect of SOC content is the improvement in aggregation and soil structure, which affects pore-space distribution; therefore, the creation of macropores in fine-textured soils could explain the increase in AvS.

In general, WHC of coarse-textured soils was much more sensitive to the amount of SOC than fine-textured soils. In fine-textured soils, the effect of increasing SOC content on WHC or the intercept was much more significant when SOC content was increased slightly from 0 to 30 g kg⁻¹ and became less sensitive with increasing SOC content of more than 30 g kg⁻¹. This trend accords with the ones reported by Rawls *et al.* (2003) and Minasny and McBratney (2018), who observed that the sensitivity of WHC to changes in SOC content decreased as the clay content increased.

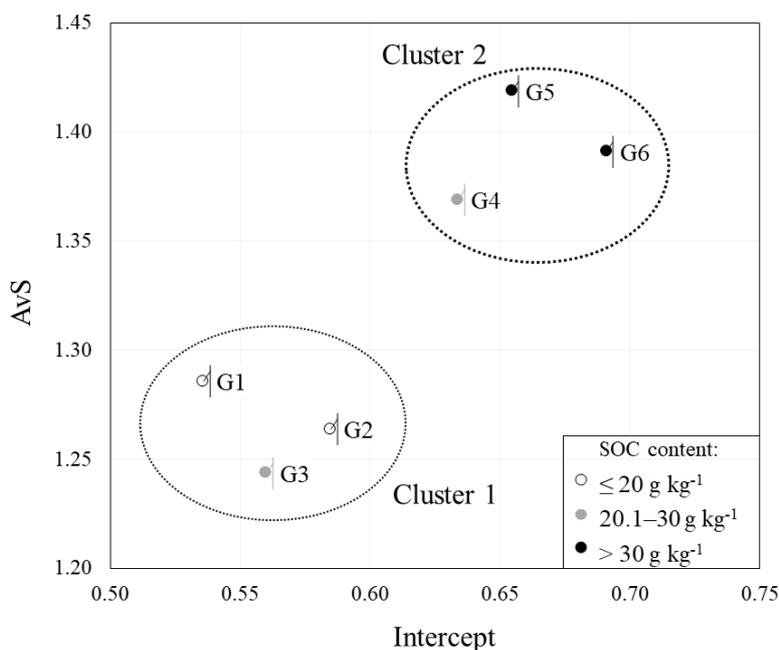


Figure III- 6. Projecting groups of soil samples according to their texture and soil organic carbon (SOC) content in the plane of the intercept and absolute value of slope (AvS). Coarse-textured groups G1, G3 and G5 and fine-textured groups G2, G4 and G6.

3. 7. Intercept and AvS as a quality index of soil structure

Figure III-6 also shows that the sensitivity of AvS to increasing SOC content depends on textural composition. A small increase in SOC content leads to a decrease in AvS in coarse soils and to an increase in AvS in fine-textured soils. A large increase in SOC content resulted in an increase in AvS for the two soil textures. In general, increased organic matter in soil influences soil aggregation and pore-space distribution, and the effects of SOC content are similar to those of clay content. Pore-size distribution is also affected by SOC content. Both macro- and microporosity might increase with an increase in SOC content (Rawls *et al.*, 2003). In coarse-textured soils, the increase in number of small pores is primarily the result of an increase in SOC content. The increase in microporosity leads to an increase in the SWR force and the release of water becomes more difficult. Therefore, it can explain the decrease in AvS, which might provide an estimate for the rate of release of water. The large SOC content of more than 30 g kg⁻¹ for the coarse-textured soil (G5) probably improved aggregation and the increase in macropores, therefore increasing AvS. In fine-textured soils, any increase in SOC content resulted in an increase in the number of macropores, which improved interpore connection. Consequently,

soil releases water more rapidly, which might explain the increase in AvS. The effect of organic carbon on AvS was more significant with a small increase in SOC content in fine-textured soils.

The comparison of average intercepts with AvS (Figure III-6) revealed a new plane that could be relevant to the study of the effects of texture and SOC content on soil hydrodynamic properties and soil physical quality. Two soil groups can be observed in Figure 6. The first group (G1, G2 and G3) is marked by a small WHC (intercept $<0.6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) and a small rate of release of water (AvS < 1.3). It is composed of fine-textured soils with small SOC content (SOC $\leq 20 \text{ g kg}^{-1}$) and coarse-textured soils with small and medium SOC contents (SOC $< 30 \text{ g kg}^{-1}$) that can define poor soil structure (cluster 1). The second group (G4, G5 and G6) is composed of coarse soil samples with large SOC content (SOC $> 30 \text{ g kg}^{-1}$) and fine-textured soils with medium and high SOC contents (SOC $> 20 \text{ g kg}^{-1}$). The second group possibly defines a good soil structure (cluster 2) with the large WHC (intercept $>0.6 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$) and ease of water release (AvS > 1.3). Therefore, the intercept increases with soil microporosity resulting from clay content in fine-textured soils and from SOC content in coarse-textured soils and AvS increases with macroporosity, which can result from SOC content in fine-textured soils and sand content in coarse soils.

4. Conclusion

For the samples studied, SWSI showed a linear relation with volumetric SWC. Furthermore, the slope and intercept of the linear relation varied with different soil types and they correlated significantly with texture and SOC content. The intercept can be used to estimate SWC at saturation, and as such it was significantly correlated with soil BD, SOC content, and sand and silt contents. Overall, it increased when soil porosity increased (i.e. BD decreased), which was principally related to soil particle-size distribution. In coarse soils, microporosity might increase with increasing SOC content, leading to an increase in the intercept and decrease in AvS. In fine-textured soil, an increase in SOC content resulted in an increase in macroporosity, and therefore AvS increased. Thus, the effects of SOC content on both intercept and AvS changed with soil texture, and especially the sand:clay ratio. Furthermore, our results enabled us to define a new approach based on the plane (i.e. the intercept and AvS), which can be used to study soil hydrodynamic properties such as SWR and WHC, and monitor the effects of some key factors of soil, such as texture and SOC content, on SWC. Our results also showed that NIR spectroscopy was relevant for assessing structure and soil physical quality, which opens up further possibilities. In addition, an increase in the intercept and AvS was generally associated with an improvement in soil structure.

Acknowledgements

This research was performed in the framework of the ‘Sols de Bretagne 2’ programme, which is supported financially by the Regional Council of Brittany and Agrocampus Ouest. The authors gratefully acknowledge all the soil surveyors who participated in soil sample collection, and the IPs B. Lemerrier and C. Walter. The first author is supported by a PhD grant allocated by the Tunisian State.

References

- Abrol, I.P. & Palta, J.P. 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. *Soil Science*, **106**, 465–468.
- AFNOR. 1992. Norme X31–505. Qualité des sols—Méthodes physiques—Méthode de détermination du volume apparent et du contenu en eau des mottes. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR. 1995. NF ISO 10694. Qualité du sol—Dosage du carbone organique et du carbone total après combustion sèche (analyse élémentaire). Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR. 1998. Norme NF ISO 11274. Qualité du sol—Détermination de la caractéristique de la rétention en eau—Méthodes de laboratoire. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR. 2003. Norme NF X31–107. Qualité du sol—Détermination de la distribution granulométrique des particules du sol—Méthode à la pipette. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- Babaeian, E., Homae, M., Vereecken, H., Montzka, C., Norouzi, A.A. & van Genuchten, M.T. 2015. A comparative study of multiple approaches for predicting the soil-water retention curve: hyperspectral information vs. basic soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **79**, 1043–1058.
- Ben Dor, E., Goldshleger, N., Benyamini, Y., Agassi, M. & Blumberg, D.G. 2003. The spectral reflectance properties of soil structural crusts in the 1.2- to 2.5- μm spectral region. *Soil Science Society of America Journal*, **67**, 289–299.
- Bowers, S.A. & Hanks, R.J. 1965. Reflection of radiant energy from soils. *Soil Science*, **100**, 130–138.
- Bronick, C.J. & Lal, R. 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, **124**, 3–22.
- Chang, C.W., Laird, D.A., Mausbach, M.J. & Hurburgh, C.R. 2001. Near-infrared reflectance spectroscopy-principal components regression analyses of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **65**, 480–490.
- Clark, R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: *Remote sensing for the earth sciences : manual of remote sensing* (ed. Rencz, A.N.), pp. 3–58. John Wiley & Sons, New York, NY.
- Clark, R.N. & Roush, T.L. 1984. Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **89**, 6329–6340.
- Demattê, J.A.M., Sousa, A.A., Alves, M.C., Nanni, M.R., Fiorio, P.R. & Campos, R.C. 2006. Determining soil water status and other soil characteristics by spectral proximal sensing. *Geoderma*, **135**, 179–195.
- Genot, V., Bock, L., Dardenne, P. & Colinet, G. 2014. Use of near-infrared reflectance spectroscopy in soil analysis: A review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, **18**, 247–261.
- Janik, L.J., Merry, R.H., Forrester, S.T., Lanyon, D.M. & Rawson, A. 2007. Rapid prediction of soil water retention using mid infrared spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, **71**, 507–514.

- Janik, L.J., Soriano-Disla, J.M., Forrester, S.T. & McLaughlin, M.J. 2016. Moisture effects on diffuse reflection infrared spectra of contrasting minerals and soils: A mechanistic interpretation. *Vibrational Spectroscopy*, **86**, 244–252.
- Kaleita, A.L., Tian, L.F. & Hirschi, M.C. 2005. Relationship between soil moisture content and soil surface reflectance. *American Society of Agricultural Engineers*, **48**, 1979–1986.
- Kim, I., Pullanagari, R.R., Deurer, M., Singh, R., Huh, K.Y. & Clothier, B.E. 2014. The use of visible and near-infrared spectroscopy for the analysis of soil water repellency. *European Journal of Soil Science*, **65**, 360–368.
- Knadel, M., Deng, F., Alinejadian, A., Wollesen de Jonge, L., Moldrup, P. & Greve, M.H. 2014. The effects of moisture conditions—from wet to hyper dry—on visible near-infrared spectra of Danish reference soils. *Soil Science Society of America Journal*, **78**, 422–433.
- Lobell, D.B. & Asner, G.P. 2002. Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, **66**, 722–727.
- McBratney, A.B., Minasny, B. & Viscarra Rossel, R. 2006. Spectral soil analysis and inference systems: A powerful combination for solving the soil data crisis. *Geoderma*, **136**, 272–278.
- Minasny, B. & McBratney, A. 2006. A conditioned Latin hypercube method for sampling in the presence of ancillary information. *Computers & Geosciences*, **32**, 1378–1388.
- Minasny, B. & McBratney, A.B. 2018. Limited effect of organic matter on soil available water capacity. *European Journal of Soil Science*, **69**, 39–47.
- Minasny, B., McBratney, A.B., Tranter, G. & Murphy, B.W. 2008. Using soil knowledge for the evaluation of mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for predicting soil physical and mechanical properties. *European Journal of Soil Science*, **59**, 960–971.
- Mouazen, A.M., Karoui, R., De Baerdemaeker, J. & Ramon, H. 2006. Characterization of soil water content using measured visible and near infrared spectra. *Soil Science Society of America Journal*, **70**, 1295–1302.
- Nolet, C., Poortinga, A., Roosjen, P., Bartholomeus, H. & Ruessink, G. 2014. Measuring and modeling the effect of surface moisture on the spectral reflectance of coastal beach sand. *Plos One*, **9**, e112151.
- Pachepsky, Y. & Rawls, W.J. 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science*, **54**, 443–451.
- Patil, N.G. & Singh, S.K. 2016. Pedotransfer functions for estimating soil hydraulic properties: A review. *Pedosphere*, **26**, 417–430.
- Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M. & Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, **116**, 61–76.
- Rodionov, A., Pätzold, S., Welp, G., Pallares, R.C., Damerow, L. & Amelung, W. 2014. Sensing of soil organic carbon using visible and near-infrared spectroscopy at variable moisture and surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, **78**, 949–957.
- Romano, N. & Palladino, M. 2002. Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *Journal of Hydrology*, **265**, 56–75.
- Sadeghi, M., Babaeian, E., Tuller, M. & Jones, S.B. 2018. Particle size effects on soil reflectance explained by an analytical radiative transfer model. *Remote Sensing of Environment*, **210**, 375–386.

- Santra, P., Sahoo, R.N., Das, B.S., Samal, R.N., Pattanaik, A.K. & Gupta, V.K. 2009. Estimation of soil hydraulic properties using proximal spectral reflectance in visible, near-infrared, and shortwave-infrared (VIS–NIR–SWIR) region. *Geoderma*, **152**, 338–349.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. & Papendic, R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 1031–1036.
- Stenberg, B. 2010. Effects of soil sample pretreatments and standardised rewetting as interacted with sand classes on Vis–NIR predictions of clay and soil organic carbon. *Geoderma*, **158**, 15–22.
- Stenberg, B., Viscarra Rossel, R.A., Mouazen, A.M. & Wetterlind, J. 2010. Visible and near infrared spectroscopy in soil science. *Advances in Agronomy*, **107**, 163–215.
- Viscarra Rossel, R.A.V. & Behrens, T. 2010. Using data mining to model and interpret soil diffuse reflectance spectra. *Geoderma*, **158**, 46–54.
- Whiting, M.L., Li, L. & Ustin, S.L. 2004. Predicting water content using Gaussian model on soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 535–552.
- Zhu, Y., Weindorf, D.C., Chakraborty, S., Haggard, B., Johnson, S. & Bakr, N. 2010. Characterizing surface soil water with field portable diffuse reflectance spectroscopy. *Journal of Hydrology*, **391**, 133–140.

III. 3. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons cherché, dans un premier temps d'identifier un nouvel indice spectral qui peut être mis en relation avec des propriétés de rétention en eau du sol. En utilisant des échantillons collectés dans l'horizon A en Bretagne, nous avons défini un nouvel indice spectral appelé SWSI (« Soil water spectral index ») et basé sur la largeur à mi-hauteur de la bande d'absorption proche de 1920 nm. Sur l'ensemble échantillons du sol étudiés, SWSI a montré une relation linéaire décroissante avec la teneur en eau volumétrique. Cet indice paraît donc pertinent pour étudier les propriétés de rétention en eau et l'ordonnée à l'origine peut être pertinente pour estimer la teneur en eau à la saturation. Dans un second temps, nous avons cherché à exploiter cet indice pour étudier les effets de la texture et de la teneur en CO sur les propriétés de rétention en eau.

Nous avons constaté que les paramètres de la relation linéaire (pente et ordonnée à l'origine) sont variables en fonction des différents types de sols et ont des corrélations significatives avec la texture et la teneur en CO du sol. L'ordonnée à l'origine a montré des corrélations significatives avec la densité apparente, la teneur en CO et la teneur en sable et en limon du sol. Les valeurs de l'ordonnée à l'origine augmentaient avec l'augmentation de la porosité totale du sol, ce qui était principalement lié à la distribution granulométrique du sol. Les effets de la teneur en CO sur l'ordonnée à l'origine et l'AvS varient en fonction de la texture du sol, et en particulier le rapport sable/argile. En effet, dans les sols à texture grossière, la microporosité peut augmenter avec l'augmentation de la teneur en CO, ce qui entraîne une augmentation de l'ordonnée à l'origine et une diminution de la valeur absolue de la pente (AvS). Cependant, dans les sols à texture fine, une augmentation de la teneur en CO a entraîné une augmentation de la macroporosité, et donc une augmentation de l'AvS.

Nos résultats nous ont permis en plus de définir une nouvelle approche pour étudier les propriétés de rétention en eau. Cette approche était basée sur l'utilisation d'un plan qui a comme axes AvS et l'ordonnée à l'origine de la relation. Ce plan peut être utilisé pour étudier les propriétés de rétention en eau, et pour évaluer les effets de certaines propriétés clés du sol, tels que la texture et la teneur en CO, sur la teneur en eau. Ainsi, une augmentation de l'interception et de l'AvS était généralement associée à une amélioration de la structure du sol. Nos résultats ont également montré que la spectroscopie Vis-PIR est pertinente pour évaluer la structure et la qualité physique du sol, ce qui ouvre de nouvelles perspectives pour cette méthode.

La qualité du sol est souvent vue comme une image composite des propriétés et processus physiques, chimiques et biologiques des sols et à l'heure actuelle, il existe une multitude d'indices de qualité des sols. Une telle diversité démontre un intérêt certain de la part de la communauté scientifique et des utilisateurs du sol. C'est également un manque de consensus qui est ainsi illustré. Malgré cette abondance des indices de qualité des sols, aucun indice n'a pu obtenir l'adhésion de tous. Notre nouvelle approche apparaît donc pertinente pour répondre à ce besoin d'un indice plus ou moins synthétique de la qualité des sols. Par ailleurs, nos résultats méritent d'être validés sur d'autres types de sol avec une gamme plus large de texture et de teneur en CO organique. C'est pourquoi nous examinons dans le chapitre suivant la pertinence de la spectroscopie Vis-PIR pour évaluer la qualité des sols.

Chapitre IV– Evaluation de la qualité physique des sols par SPIR

IV. 1. Introduction

La qualité d'un sol peut être définie comme étant sa capacité à fournir des services à un écosystème et à une société, à travers son aptitude à assurer des fonctions (Tóth *et al.*, 2007; Walter *et al.*, 2015). Mais beaucoup d'autres définitions en ont été données, menant à des conceptions très différentes, voire divergentes lorsqu'elles opposaient les tenants d'une fertilité naturelle qu'il faut conserver aux partisans d'une fertilité produite par l'Homme. L'agronome a longtemps considéré, en étudiant les sols, le seul service de support de la production. Ce point de vue a changé et les décisions en matière de gestion des sols cultivés sont désormais évaluées en considérant l'ensemble des services qu'ils rendent et qui sont essentiels au fonctionnement des écosystèmes. Parmi ces services, on peut citer le rôle de réservoir d'une fraction très importante de la biodiversité, ceux qui découlent de son rôle dans le cycle du carbone et de l'azote (le sol étant, suivant les cas, puits ou source de gaz à effet de serre, CO₂, CH₄, N₂O, NO), ou bien encore les services résultant de sa position clef dans le cycle de l'eau. On parle souvent de « fertilité chimique » ou de « fertilité physique » en regroupant les caractéristiques par catégorie. Gérer la qualité d'un sol revient tout d'abord à éviter de la dégrader. Le développement de méthodes d'évaluation de la qualité des sols, et de ses changements, est par conséquent un enjeu important. Pour répondre à cet enjeu, des indicateurs de la qualité du sol ont été proposés en se basant sur des groupes de variables.

Des études se sont focalisées sur des indicateurs biologiques (Pérès *et al.*, 2011; Pulleman *et al.*, 2012) pour évaluer la qualité des sols. Un indicateur biologique de la qualité du sol (BISQ) a été proposé par Breure *et al.* (2004) en utilisant une représentation graphique d'un ensemble de variables liées aux fonctions du sol (décomposition de matière organique, cycle des nutriments, formation de la structure du sol et la stabilité de l'écosystème). Des mesures directes de la biodiversité de la faune du sol ont également été utilisées comme indicateurs biologiques de la qualité des sols (Ekschmitt *et al.*, 2003). Cependant, la plupart des indicateurs biologiques nécessite un haut niveau d'expertise, ce qui constitue un sérieux obstacle à leur utilisation généralisée (Gardi *et al.*, 2002; Ekschmitt *et al.*, 2003; Breure *et al.*, 2004).

D'autres études ont proposé des indicateurs synthétiques de l'état physique, de la fertilité chimique, et la teneur en MO, de l'agrégation et de la morphologie dans les 5 cm supérieurs du profil pédologique, et de la diversité et de la composition des communautés de macro-invertébrés du sol (Velasquez *et al.*, 2007). Leur approche repose ainsi sur des opinions d'experts et les conditions locales et régionales. Ils ont utilisé des sous-indicateurs qui reflètent le nombre des services écosystémiques fournis par les sols, en supposant que plus les services écosystémiques produits sont nombreux, meilleure est la qualité des sols pour formuler au final un indicateur général de la qualité des sols (GISQ). La qualité du sol se définit ainsi par un très grand nombre de paramètres physiques, chimiques et biologiques dont les valeurs relatives

permettent d'aborder la notion subjective de « bonne » ou « mauvaise » qualité. En réalité, il n'existe pas une qualité, mais des qualités, chimique, physique, biologique qui peuvent ne pas co-varier dans le même sens.

La composante physique de la qualité physique des sols a une grande importance sur les processus chimiques et biologiques dans le sol. La qualité physique des sols est étroitement liée à sa structure, c'est-à-dire à la façon dont les constituants minéraux et organiques sont assemblés les uns par rapport aux autres. Ayant un rôle central dans l'étude de la qualité des sols, la qualité physique des sols a eu un intérêt particulier dans le cadre de notre étude. À l'heure actuelle, il existe plusieurs méthodes pour évaluer la qualité physique des sols en utilisant des approches et des données d'entrée variées (Tessier *et al.*, 1996; Reynolds *et al.*, 2009; Pulido Moncada *et al.*, 2015; Bünemann *et al.*, 2018; Thoumazeau *et al.*, 2019). Ces méthodes, souvent à la pointe des avancées dans le domaine considéré, sont parfois difficilement généralisables, demandent un fort degré d'expertise, et s'appuient sur des données de référence pour des sols de bonne qualité qui ne sont pas toujours disponibles (Rabot *et al.*, 2018). Dexter (2004b) a proposé une méthode simple et accessible pour étudier la qualité physique des sols qui s'appuie sur l'indice S_{Dexter} donné par la pente au point d'inflexion de la courbe de rétention en eau du sol. En théorie, la valeur de S_{Dexter} indique dans quelle mesure la porosité du sol est concentrée dans une gamme étroite de tailles de pores. Différentes propriétés du sol telles que la D_a , la macroporosité, la RU et la teneur en CO ont été également définies comme étant des indicateurs de la qualité physique des sols (Reynolds *et al.*, 2009; Pulido Moncada *et al.*, 2015; Rabot *et al.*, 2018). Plusieurs auteurs ont fait remarquer qu'il n'y a pas une mesure unique de la qualité physique du sol (Dexter & Czyz, 2000) et qu'il est nécessaire d'intégrer différentes propriétés pour obtenir une évaluation globale.

Nous avons défini dans le chapitre précédent III (Soltani *et al.*, 2019), un indice spectral SWSI 'soil water spectral index' qui apparaît être pertinent non seulement pour étudier les effets de la texture et du carbone organique (CO) sur les propriétés hydriques, mais aussi pour étudier la qualité physique des sols collectés dans des horizons de surface (horizons A). Pour poursuivre sur les effets de la texture et de la teneur en CO, et vérifier la pertinence de l'indice SWSI dans l'étude de la qualité physique des sols, nous avons procédé comme dans Soltani *et al.* (2019), avec une gamme plus large de textures, de teneurs en CO et de types de sols rencontrés en Bretagne. Nous avons ainsi sélectionné 13 échantillons de sol dans des horizons plus profonds ou de sub-surface (horizons E, B, S et C) afin d'élargir la gamme des propriétés physico-chimiques des horizons étudiés, et de leurs états structuraux. Ces 13 échantillons, localisés sur la carte de la Figure II.4., ont été sélectionnés au sein de la base de données du programme Sols de Bretagne selon la méthode de l'hypercube latin. Ces échantillons ont servi dans un premier temps pour élargir la validation de la pertinence de l'indice SWSI sur différents types de sol et dans un second temps d'aller plus loin dans l'interprétation des données par l'utilisation exploratoire de cet indice dans l'évaluation de la qualité physique des sols. Par ailleurs, l'étude de la qualité physique de nos échantillons a été faite en deux étapes : i) en se basant sur l'analyse et l'interprétation de certaines propriétés physico-chimiques du sol (D_a , RU, CO, distribution porale) et de l'indice S_{Dexter} , et ii) en utilisant les propriétés de l'indice spectral SWSI.

IV. 2. Propriétés physiques et hydriques des sols

IV. 2. 1. Densité apparente

De manière générale, la densité apparente augmente avec la profondeur du sol. Le Tableau IV-1 montre que, tout au long du profil du sol, les valeurs de D_a de nos échantillons de sols

augmentent et la porosité totale du sol diminue avec la profondeur au fil des horizons. Les D_a varient de 1,26 (horizon BPh) à 1,82 (horizon C). La gamme de variation de D_a est proche de celle qui est enregistrée par Bruand *et al.* (2004) sur un effectif de 217 horizons collectés dans les horizons S, E et C, en utilisant la même méthode de mesure de D_a au kérosène. La densité apparente est aussi tributaire de la texture du sol. Les sols les plus fins avec des teneurs en argile supérieures à 20 % ou des teneurs en limon supérieures à 60 % ont des D_a plus faibles. Compte tenu de sa teneur relativement élevée en argile, le sol S11 présente une D_a faible par rapport aux autres échantillons de sols (Tableau IV-1), En revanche, S4 et S10 révèlent des D_a faibles, malgré leurs teneurs en argile faibles, et cela en raison probablement de leurs fractions limoneuses de loin plus élevées.

Bien que la densité apparente des sols soit en grande partie liée à la texture, la teneur en CO influence aussi énormément la porosité dans les horizons et par voie de conséquence la D_a . En tenant compte des différences entre les horizons, on constate que la D_a diminue globalement avec l'augmentation de la teneur en CO (Tableau IV- 1, Figure IV- 1). Les valeurs élevées de D_a observées dans l'horizon C traduisent des teneurs en CO très faibles par rapport aux horizons de surface. Classiquement, les horizons C ont des valeurs de D_a plus fortes que les autres horizons. Il s'agit d'horizons peu altérés ayant conservé leur structure lithique et contenant une plus grande quantité de minéraux primaires, issus de la roche mère avec une densité réelle élevée (par exemple =2,65 pour le quartz). Cela reflète ainsi, une compaction et un manque d'aération du sol, et la présence d'un horizon qui limite l'enracinement des plantes et restreint de ce fait leur alimentation en eau et en éléments minéraux.

Tableau IV- 1. Composition granulométrique, densité apparente (D_a) et teneur en carbone organique (CO) des échantillons des sols étudiés.

Horizon	Id	D_a (std)	CO g kg ⁻¹	Texture GEPPA	Argile	Limon	Sable	S/A	L _F /L _G
					%				
Bp	S7	1,26 (0,12)	19,39	Lsa	18,20	54,75	27,05	1,5	0,6
	S11	1,39 (0,12)	50,27	Als	39,93	25,91	34,15	0,9	0,9
E	S10	1,39 (0,04)	8,91	L	11,26	75,94	12,80	1,1	0,4
	S2	1,65 (0,05)	7,16	Sal	13,56	28,53	57,91	4,3	1,5
	S4	1,32 (0,21)	12,55	Lsa	9,56	61,20	29,24	3,1	0,9
S, Sal	S5	1,53 (0,08)	3,69	Lsa	12,44	54,80	32,77	2,6	1,1
	S8	1,69 (0,06)	14,75	LAS	26,07	37,01	36,92	1,4	1,1
	S9	1,62 (0,08)	6,70	LAS	24,69	45,45	29,85	1,2	1,7
	S1	1,66 (0,09)	2,65	Ls	8,96	41,36	49,68	5,8	1,5
C	S3	1,65 (0,05)	0,71	Sa	18,57	12,73	68,70	3,7	0,8
	S6	1,82 (0,03)	0,46	AS	21,72	21,94	56,35	2,6	2,3
	S12	1,66 (0,11)	8,34	Als	34,22	42,64	23,14	0,7	2,1
	S13	1,62 (0,03)	6,30	A	45,36	37,07	17,58	0,4	1,2

Std, écart-type pour quatre mesures/répétitions ; D_a , densité apparente; CO, la teneur en carbone organique en g kg⁻¹, S/A, rapport sable/argile ; L_F/L_G, rapport limon fin sur limon grossier ; GEPPA, système français de classification des sols « Groupe d'Etude pour les Problèmes de Pédologie Appliquée ».

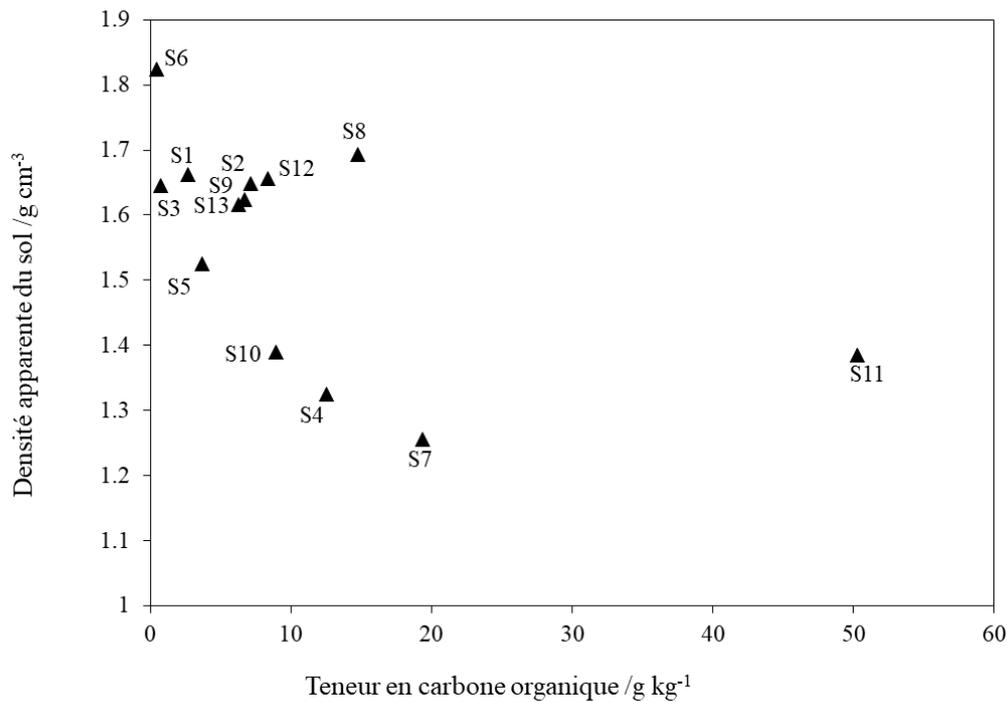


Figure IV- 1. Variation de la densité apparente en fonction de la teneur en carbone organique.

Pour une meilleure exploitation de notre jeu de données nous avons mis en œuvre la méthode de classification non supervisée « k-means » qui permet d'identifier des clusters dans lesquels les échantillons de sols seront regroupés selon leurs teneurs en argile, limon et sable. En outre, afin de différencier les échantillons de sols selon le degré de finesse de leur texture nous avons calculé le ratio $S/(A+L)$. En effet, plus ce ratio est élevé, plus le pourcentage de sable dans l'échantillon de sol est supérieur à celui de l'argile et du limon, et plus la texture est grossière. Ce ratio a aussi été pris en compte dans la classification des données. Les classes sont alors définies selon la texture des échantillons des sols étudiés.

Deux méthodes ont été utilisées en parallèle pour définir un nombre optimal de classes. La première méthode c'est celle de Coude ou « Elbow » qui consiste à examiner le pourcentage de variance expliqué en fonction du nombre de classes et choisir le nombre de classes k pour lequel l'ajout d'une autre classe ne donne pas une meilleure modélisation des données (Bholowalia & Kumar 2014). La méthode de l'indice de Silhouette (Rousseeuw, 1987) a aussi été utilisée. Elle consiste à vérifier si chaque échantillon a été bien classé en calculant la valeur suivante :

$$-1 \leq S(i) = \frac{b(i)-a(i)}{\max\{a(i),b(i)\}} \leq 1 \quad (\text{Eq IV- 1})$$

avec $a(i)$ la distance moyenne qui le sépare des autres échantillons de la classe à laquelle il appartient et $b(i)$ la distance moyenne qui le sépare des échantillons appartenant à la classe la plus proche. $S(i)$ proche de 1 qui signifie que l'échantillon est bien classé. $S(i)$ proche de -1 signifie que l'échantillon est mal classé. $S(i)$ proche de 0 signifie que l'échantillon pourrait également être classé dans la classe la plus proche. Les résultats de cette classification sont présentés dans le tableau IV- 2.

Tableau IV- 2. Classification des échantillons selon leur texture

	Argile	Limon %	Sable	S/(A+L)	CO g kg ⁻¹	Da
Classe1						
S1	9,0	41,4	49,7	0,99	2,65	1,66
S2	13,6	28,5	57,9	1,38	7,16	1,65
S3	18,6	12,7	68,7	2,19	0,71	1,65
S6	21,7	21,9	56,4	1,29	0,46	1,82
Classe2						
S4	9,6	61,2	29,2	0,41	12,55	1,32
S5	12,4	54,8	32,8	0,49	3,69	1,53
S7	18,2	54,8	27,1	0,37	19,39	1,26
S10	11,3	75,9	12,8	0,15	8,91	1,39
Classe3						
S8	26,1	37,0	36,9	0,59	14,75	1,69
S9	24,7	45,5	29,9	0,43	6,70	1,62
S11	39,9	25,9	34,2	0,52	50,27	1,39
S12	34,2	42,6	23,1	0,30	8,34	1,66
S13	45,4	37,1	17,6	0,21	6,30	1,62

Da, densité apparente en g cm⁻³ ; CO, la teneur en carbone organique en g kg⁻¹ ; S/(A+L), rapport sable/ (argile + limon).

En se basant sur ces deux méthodes, nous avons défini un nombre optimal des classes de l'ordre de 3. La classification k-means nous a permis de définir 3 classes de texture pour notre jeu de données. La première classe est caractérisée principalement par des teneurs élevées en sable et un ratio S/(A+L) à 1 reflétant une teneur en sable plus importante que la somme de celles de l'argile du limon. Cette classe regroupe donc des échantillons des sols de texture à dominante « sableuse ». La deuxième classe regroupe des échantillons de sols à texture dominante « limoneuse ». La troisième classe regroupe des échantillons de sols à texture dominante « argileuse », Dans la suite du document, on se basera sur cette classification.

IV. 2. 2. Distribution de la taille des pores

La distribution de la taille des pores est très liée à la texture du sol (Figure IV-2). Rappelons que la taille des pores a été estimée à partir de la courbe de rétention en eau à travers la loi de Jurin (voir Chapitre II § II.2.3.4). Le volume des macropores (> 100 µm) est significativement variable entre les échantillons du sol d'une même classe de texture dominante. Il varie entre 6 % (S1) et 9 % (S3) de la porosité totale des sols à texture dominante sableuse, entre 5,5% (S4) et 8,5 % (S10) de la porosité totale des sols à texture dominante limoneuse et entre 2,3 % (S11) et 11 % (S9) de la porosité totale des sols à texture dominante argileuse. Cependant, aucune différence significative n'est observée entre les trois classes de texture dominante au niveau du volume occupé par les macropores (Tableau IV-3). Les mésopores (30 -100 µm) montrent une différence significative non seulement entre les différentes classes de texture dominante (Tableau IV-3) mais aussi entre les différents échantillons d'une même classe. Le volume des mésopores varie entre 0,6 % (S6) et 21 % (S4) de la porosité totale des sols mais d'une manière générale les volumes sont significativement plus élevés dans les sols de texture à dominante limoneuse.

Les micropores (0,2 - 30µm) occupant la majorité de la porosité totale montrent une différence significative entre les trois classes de texture dominante et entre les échantillons. Les volumes

de cette catégorie de pores sont significativement plus élevés dans les échantillons à texture dominante limoneuse avec environ 42,4 % de la porosité totale en comparaison avec les sols sableux (36,5 % du volume total des pores) et les sols argileux (32% du volume total des pores). Cette gamme de taille de pores est occupée par l'eau utile pour la plante ou réserve utile (RU).

Le volume des pores de très petits diamètres (< 0,2 μm) appelés aussi micropores résiduels est significativement plus élevé dans les sols à texture dominante argileuse. Les plus faibles volumes sont observés avec des sols à texture dominante limoneuse. La teneur en eau retenue par la matrice du sol dans cette gamme des pores représente l'eau inaccessible par la plante ce qui est équivalent au point de flétrissement permanent ($pF=4,2$).

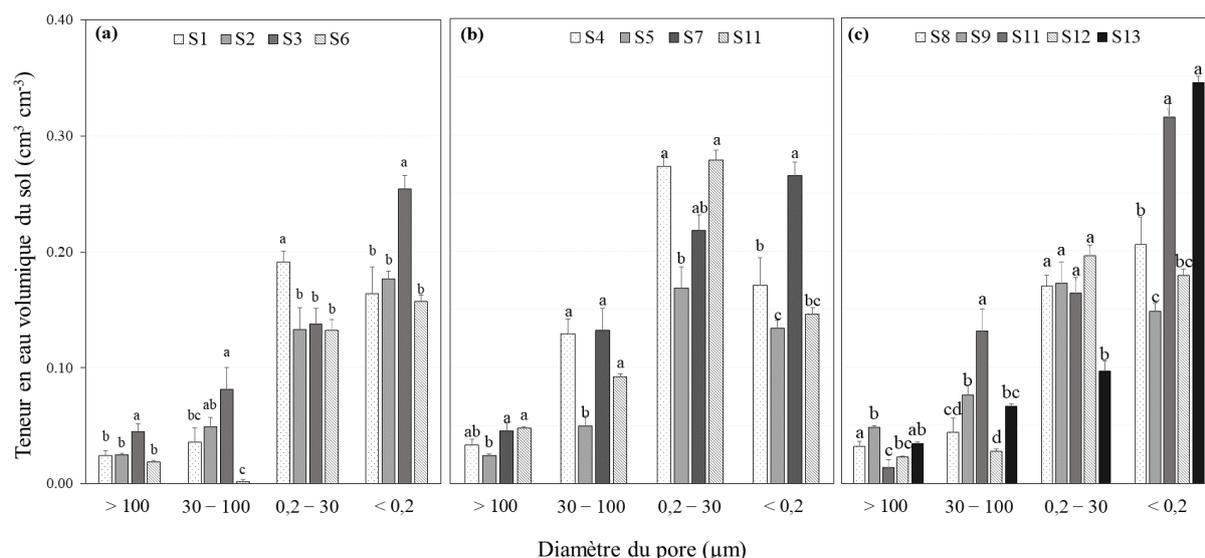


Figure IV- 2. Distribution de la teneur en eau volumique en fonction de la taille des pores pour les sols des trois catégories de texture dominantes : a) sols à texture dominante sableuse ; b) sols à texture dominante limoneuse et c) sols à texture dominante argileuse.

Tableau IV- 3. Distribution de la teneur en eau dans les différentes tailles de pores

Texture dominante	Teneur en eau ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)				Porosité totale
	> 100 μm	30 – 100 μm	0,2 – 30 μm	< 0,2 μm	
Sableuse	0,03 (0,01) ^a	0,04 (0,04) ^b	0,15 (0,03) ^b	0,19 (0,05) ^b	0,41 (0,08) ^b
Limoneuse	0,04 (0,01) ^a	0,10 (0,05) ^a	0,23 (0,06) ^a	0,18 (0,06) ^b	0,55 (0,12) ^a
Argileuse	0,03 (0,01) ^a	0,07 (0,04) ^b	0,16 (0,04) ^b	0,24 (0,08) ^a	0,50 (0,09) ^a
<i>P</i>	0,118	0,0016 ^{**}	6,77e-06 ^{***}	0,0195 [*]	0,0007 ^{***}

Notes : Les valeurs marquées avec des lettres différentes sont significativement différentes ($P < 0,05$) selon les résultats de l'ANOVA. Les valeurs indiquant la même lettre à l'intérieur de chaque ligne ne sont pas significativement ($P < 0,05$) avec le test LSD du Fisher. Les valeurs des écart-types sont indiquées entre parenthèses.

La différence observée entre les différents échantillons d'une même classe de texture dominante est probablement due à des différences de teneur en CO. L'augmentation de la teneur en CO entraîne en général une augmentation de la macro et la microporosité des sol (Rawls *et al.*, 2003). Globalement, l'augmentation de la teneur en CO a entraîné une diminution du volume occupé par les macropores pour créer des pores de plus petite taille, ce qui résulte dans

l'augmentation du volume occupé par les mésopores (30 – 100 μm) et micropores (0,2 – 30 μm). Les différences observées entre les différentes classes peuvent s'expliquer par des variations de teneurs en argile. L'augmentation de la teneur en argile en absence des teneurs en CO suffisantes entraîne une structure compacte et moins aérée qui se caractérise par une augmentation systématique du volume de la microporosité. Ces tendances sont en accord avec les effets de la teneur en argile sur la distribution porale des sol connus dans la littérature (Rawls *et al.*, 2003; Shein *et al.*, 2016; Minasny & McBratney, 2018). En effet, plus le volume occupé par les micropores résiduels est élevé, plus le sol est compact. La distribution porale reflète ainsi la qualité de la structure du sol. Plus le volume occupé par les micropores de stockage (0,2–30 μm) est important, plus la structure du sol présente une bonne qualité.

IV. 2. 3. Eau utilisable ou réserve utile (RU)

La RU a été calculée pour une épaisseur standard de sol de 100 mm par différence entre la teneur en eau pondérale déterminée à la capacité au champ à un potentiel matriciel de -31,6 kPa ($W_{2,5}$) et celle déterminée au point de flétrissement permanent à un potentiel matriciel de -1585 kPa ($W_{4,2}$), Cette différence a été multipliée par la densité apparente (D_a), de façon à exprimer les valeurs de teneur en eau en référence volumique:

$$RU = D_a \times (W_{2,5} - W_{4,2}) \times 100 \quad (\text{Eq IV- 2})$$

avec RU en mm pour une épaisseur standard de l'horizon de sol de 100 mm, $W_{2,5}$ et $W_{4,2}$ en g g^{-1} et D_a en g cm^{-3} . Les résultats présentés dans le tableau IV-4 font apparaître une gamme étendue de variation pour les trois classes de texture dominante. Les valeurs de RU varient entre 9,7 (S13) et 27,8 mm (S10). Les RU les plus élevées sont observées pour les sols S4 (27.3 mm), S7 (21.8 mm) et S10 (27.8 mm). La texture a une influence sur le comportement hydrique des sols (propriété de rétention en eau, conductivité hydraulique et capillarité). Les échantillons S4, S7 et S10 se caractérisent par leurs teneurs élevées en limon de l'ordre de 61,2, 54,8 et 75,9 %, respectivement. Il apparaît donc que les RU sont plus élevées pour les échantillons limoneux et limono-argileux.

Tableau IV- 4. Teneur en eau volumique ($\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$) à la capacité au champ ($\theta_{2,5}$) et à un potentiel matriciel de -1585 kPa ($\theta_{4,2}$), réserve en eau utile des différents sols étudiés en fonction de leur densité apparente (D_a) et pour une épaisseur standard de 100 mm.

	Da	$\theta_{2,5}$ cm ³ cm ⁻³	$\theta_{4,2}$ cm ³ cm ⁻³	RU mm
Classe1				
S1	1,66 (0,09)	0,36 (0,05)	0,16 (0,05)	19,1 (1,8)
S2	1,65 (0,05)	0,34 (0,01)	0,17 (0,02)	13,3 (3,7)
S3	1,65 (0,05)	0,39 (0,00)	0,27 (0,01)	13,8 (2,7)
S6	1,82 (0,03)	0,29 (0,01)	0,16 (0,01)	13,3 (1,8)
Moyenne	1,70 (0,09) ^a	0,34 (0,05) ^c	0,18 (0,05) ^a	14,9 (3,4) ^b
Classe2				
S4	1,32 (0,21)	0,44 (0,04)	0,17 (0,00)	27,3 (4,0)
S5	1,53 (0,08)	0,35 (0,02)	0,11 (0,01)	16,8 (7,7)
S7	1,26 (0,12)	0,48 (0,03)	0,26 (0,03)	21,8 (2,2)
S10	1,39 (0,04)	0,42 (0,04)	0,15 (0,00)	27,8 (4,0)
Moyenne	1,37 (0,15) ^c	0,44 (0,05) ^a	0,18 (0,06) ^a	23,4 (6,4) ^a
Classe3				
S8	1,69 (0,06)	0,38 (0,02)	0,21 (0,01)	17,0 (1,5)
S9	1,62 (0,08)	0,32 (0,02)	0,15 (0,01)	17,2 (2,4)
S11	1,39 (0,12)	0,42 (0,04)	0,28 (0,02)	16,4 (5,2)
S12	1,66 (0,11)	0,38 (0,04)	0,18 (0,03)	19,6 (1,9)
S13	1,62 (0,03)	0,44 (0,03)	0,34 (0,01)	9,7 (1,6)
Moyenne	1,60 (0,13) ^b	0,38 (0,05) ^b	0,22 (0,07) ^a	16,0 (4,3) ^b
<i>P</i>	0,248e-09 ^{***}	0,460e-06 ^{***}	0,112	0,677e-07 ^{***}

Notes : Da, la densité apparente ; $\theta_{2,5}$, la teneur en eau volumique à la capacité au champ (pF=2,5) ; $\theta_{4,2}$, la teneur en eau volumique au point de flétrissement permanent (pF=4,2) ; RU, la réserve utile calculée pour une épaisseur de 100mm. Les valeurs des erreurs standards sont mises entre parenthèses.

Reeve *et al.* (1973) avaient observé une variation de la RU au sein d'une même classe de texture. En travaillant sur différentes classes de texture, ils n'ont pas observé de différence significative (au seuil de 5 %) des valeurs de RU. Hall *et al.* (1977) ont publié des valeurs moyennes de RU pour lesquelles les écarts types variaient de 0,3 à 0,6 mm/cm de sol au sein de chaque classe de texture. Depuis ces travaux, une large gamme de variation de la RU a été enregistrée dans de nombreuses études au sein d'une même classe de texture (Bruand *et al.*, 2004). Par conséquent, une telle gamme de variation de la RU au sein d'une même classe de texture s'oppose à toute évaluation précise de la RU en se basant uniquement sur la texture et, ceci, quel que soit le classement retenu. La teneur en CO peut aussi influencer les valeurs de la RU. D'après Klute (1986), la matière organique a un effet direct sur la fonction de rétention en eau à cause de sa nature hydrophilique / hydrophobique. A l'exception de l'échantillon S11, nos échantillons présentent des teneurs en CO plus ou moins faibles et similaires, ce qui explique l'absence d'effet clair de CO sur RU dans l'ensemble de nos échantillons.

IV. 3. Qualité physique du sol

IV. 3. 1. Densité apparente indicatrice du degré de compaction des sols

La densité apparente (D_a) est l'une des propriétés des sols les plus pertinentes pour étudier la structure et la qualité du sol (Rabot *et al.*, 2018). Elle est principalement utilisée pour estimer le compactage du sol. En général, la D_a augmente quand la compaction du sol augmente. Nos échantillons présentent une large gamme de D_a allant de 1,26 à 1,82 (Tableau IV-5). Une « bonne » structure du sol, est souvent associée à des faibles valeurs de D_a . Cependant les valeurs de D_a de nos échantillons de sol sont largement élevées par rapport à la gamme de densité optimale proposée par Reynolds *et al.* (2009), ce qui indique qu'on travaille sur des échantillons plus ou moins compacts. Cette compaction reflète une texture fine due à des teneurs élevées en argile ou en limon pour la majorité de nos échantillons, et aussi à des teneurs en CO très faibles inférieures à 2% pour la plupart de nos échantillons, ce qui désigne ainsi une mauvaise qualité de nos échantillons du sol. Les valeurs de D_a élevées peuvent s'expliquer aussi par la profondeur du sol. En travaillant sur des échantillons de sol prélevés dans des horizons profonds, on risque de se retrouver avec des échantillons très compacts et ce d'autant plus qu'on se rapproche de la roche mère comme cela a été expliqué précédemment (Chapitre IV § IV. 2. 1). Le protocole de mesure des courbes de rétention et des mesures spectrales, avec des manipulations répétées des mottes, pourrait avoir un effet compactant sur les mottes. Toutefois, l'interprétation de la D_a en ce qui concerne les fonctions du sol dépend du type de sol, en particulier de sa texture et de sa teneur en CO.

Pour s'affranchir de cette contrainte, certains auteurs ont suggéré l'utilisation du degré de compacité (DC), également appelé densité apparente relative, le considérant comme étant moins spécifique à un site, et donc plus pertinent (Rabot *et al.*, 2018). Pour supprimer l'effet du type de sol, DC est défini comme le rapport entre la D_a du sol et la D_a de référence $D_{a_{ref}}$ avec la formule suivante :

$$DC = \frac{D_a}{D_{a_{ref}}} \times 100 \quad (\text{Eq IV- 3})$$

La $D_{a_{ref}}$ correspond à la D_a du même sol au maximum de compaction que ce sol peut subir sur le terrain. Actuellement, il n'existe pas de procédure standard pour mesurer des $D_{a_{ref}}$ et DC (Hakansson, 1990; Naderi-Boldaji & Keller, 2016). La normalisation vise donc à enlever les effets de l'argile et de la matière organique sur la D_a . Ce paramètre DC s'est révélé être pertinent pour des sols dérivés de matériaux parentaux et de conditions climatiques similaires (Rabot et al, 2018). Cependant, il n'était pas satisfaisant pour les sols organiques (Hakansson, 1990). Une relation linéaire négative a été trouvée entre DC et la macroporosité, et entre DC et le logarithme de la conductivité hydraulique à saturation (Reichert *et al.*, 2009). Pour diminuer les influences de la texture et de la teneur en CO, nous avons testé le DC sur nos échantillons.

Hakansson (1990) a obtenu la $D_{a_{ref}}$ pour certains types de sol par compression uniaxiale d'un sol meuble perturbé dans une grande cellule œdométrique (350 mm de diamètre, 120 mm de hauteur) à une pression de l'ordre de 200 kPa pendant une semaine. La pression ainsi exercée était destinée à représenter une contrainte typique induite par les véhicules agricoles. Pour définir les valeurs de $D_{a_{ref}}$ pour nos échantillons nous avons utilisé la fonction de transfert de Proctor définie par Naderi-Boldaji and Keller (2016), qui ont réalisé des études sur des essais

Proctor selon la norme ASTM D698 (2007) et avec une puissance de compactage de 0,6 MJm³ sur une gamme de sols de textures différentes (argile: 190–600 g kg⁻¹, MO: 15–168 g kg⁻¹).

$$Da_{ref} = 1.9 - 0,000529A - 0,00342 MO \quad (\text{Eq IV- 4})$$

Les valeurs de DC présentées dans le tableau IV-5 sont relativement élevées et varient de 74,3 (S7) à 102,4 % (S6). En comparaison avec les valeurs optimales de DC définies par Reynolds *et al.* (2009) et au-dessus desquelles le sol est considéré comme étant compact, on peut distinguer 3 échantillons de sol (S4, S7 et S10) qui ont des DC inférieurs à 83,6 %. Ces échantillons ont donc une structure moins compacte que les autres échantillons et on peut considérer les sols qui ont un DC > 88 % comme étant tassés, présentant une structure alors dite « mauvaise ».

Tableau IV- 5. Une sélection des indicateurs de qualité physique des sols pour les échantillons étudiés. Les gammes d'indicateurs optimales proposées dans la littérature sont indiquées au bas du tableau.

Echantillons	Indicateurs de qualité physique du sol					
	Da	DC (%)	CO (g kg ⁻¹)	RU (mm)	S _{Dexter} (-)	SI (%)
S1	1,66 (0,09)	90,5	2,65	19,1 (1,8)	0,036 (0,002)	0,9
S2	1,65 (0,05)	92,3	7,16	13,3 (3,7)	0,023 (0,002)	2,9
S3	1,65 (0,05)	91,5	0,71	13,8 (2,7)	0,030 (0,011)	0,4
S4	1,32 (0,21)	74,6	12,55	27,3 (4,0)	0,093 (0,033)	3,1
S5	1,53 (0,08)	84,2	3,69	16,8 (7,7)	0,032 (0,004)	0,9
S6	1,82 (0,03)	102,4	0,46	13,3 (1,8)	0,036 (0,011)	0,2
S7	1,26 (0,12)	74,3	19,39	21,8 (2,2)	0,051 (0,018)	4,6
S8	1,69 (0,06)	101,1	14,75	17,0 (1,5)	0,027 (0,004)	4,0
S9	1,62 (0,08)	93,9	6,70	17,2 (2,4)	0,031 (0,007)	1,6
S10	1,39 (0,04)	77,7	8,91	27,8 (4,0)	0,068 (0,011)	1,8
S11	1,39 (0,12)	99,5	50,27	16,4 (5,2)	0,047 (0,007)	13,2
S12	1,66 (0,11)	99,2	8,34	19,6 (1,9)	0,053 (0,009)	1,9
S13	1,62 (0,03)	99,6	6,30	9,7 (1,6)	0,021 (0,005)	1,3
Valeurs «optimales»	0,90–1,20	≤ 83,6	30–50	≥ 15	≥ 0,035	>7,0

Notes : Da, la densité apparente ; DC, degré de compaction en % (Hakansson, 1990) ; CO, teneur en carbone organique en g kg⁻¹ ; RU, la réserve utile en eau calculée pour une épaisseur de 100mm ; S_{Dexter}, indice de Dexter (2004b) et SI, indice de stabilité structurale (Pieri, 1992). Les valeurs optimales ont été définies par Reynolds *et al.* (2009).

IV. 3. 2. La teneur en carbone organique

Influençant les propriétés physiques (stabilité structurale, rétention en eau) et chimiques (capacité d'échange cationique) des sols, la teneur en CO se trouve donc naturellement au cœur de la gestion de la qualité des sols (Reynolds *et al.*, 2009). Bien que la teneur en CO soit

principalement un indicateur de la qualité chimique et biologique du sol, elle peut aussi avoir de forts effets indirects sur la qualité physique du sol (Shukla *et al.*, 2006; Reynolds *et al.*, 2009). Reynolds *et al.* (2009) ont défini une gamme de teneur en CO optimale pour une bonne structure de sol comprise entre 3 et 5 %.

Les teneurs en CO présentées dans le tableau IV-5 montrent une large gamme de variation des teneurs allant de 0,46 (S6) à 50,27 (S11) g kg⁻¹, soit 0,04 et 5 %. En comparant les teneurs en CO de nos échantillons à celles proposées par Reynolds *et al.* (2009), on constate que la majorité de nos échantillons sont plutôt dans la gamme des teneurs faibles en CO. Par rapport aux valeurs optimales de CO, nous n'avons qu'un seul échantillon (S11) ayant une teneur en CO supérieure à 5%, tandis que tous les autres ont des teneurs en CO inférieures à 3%. Par ailleurs, nos échantillons (excepté S11) n'ont pas une structure physique optimale et la qualité physique est plutôt dite « mauvaise ».

IV. 3. 3. Indice de stabilité structurale

L'indice de la stabilité structurale (SI) a été proposé par Pieri (1992) pour évaluer le risque de dégradation structurale des sols cultivés. Il est donné par l'équation suivante :

$$SI = \frac{1,724 CO}{(L+A)} \times 100 ; \quad 0 \leq SI < \infty \quad (\text{Eq IV- 5})$$

avec CO la teneur en carbone organique du sol en % ; L, la teneur en limon du sol en % ; et A, la teneur en argile du sol en %. Selon Reynolds *et al.* (2009), SI > 9% indique une structure stable, 7% < SI ≤ 9% indique un faible risque de dégradation structurale, 5% < SI ≤ 7% indique un risque élevé de dégradation, et SI ≤ 5% indique un sol structurellement dégradé. Etant basé sur la teneur en CO et la texture, SI n'est pas directement lié aux aspects de porosité structurale du sol, mais plutôt à la « résilience » de la structure. Nos résultats de l'indice SI présentés dans le tableau IV-5 indiquent que tous nos échantillons sauf S11 ont des indices de stabilité structurale faibles (< 5%). Nos échantillons de sol sont structurellement dégradés et ils ont par ailleurs une mauvaise qualité. L'échantillon S11 montre SI = 13,2%, ce qui reflète une structure stable qui semble être liée à la teneur élevée en CO par rapport aux autres échantillons. Un rôle essentiel du CO est l'amélioration et le maintien des caractéristiques physiques des sols dont la stabilité structurale. Sur la base de cet indice SI, nos échantillons se répartissent entre deux groupes. Le premier n'est constitué que d'un seul échantillon, S11, et représente le groupe de structure stable. Le deuxième composé par l'ensemble des échantillons hormis le S11 représente le groupe de sols structurellement dégradés. Le calcul de l'indice SI est basé sur les teneurs en argile et limon et sur la teneur en CO. Toutefois, sur l'ensemble de nos échantillons, il n'y a que S11 qui a une teneur élevée en CO. Cela semble être une explication des valeurs de SI observées. La présence d'une teneur suffisante de CO est déterminante pour une bonne qualité physique du sol, néanmoins, la teneur en CO n'est pas le seul paramètre influençant cette qualité physique du sol.

IV. 3. 4. Indice de Dexter

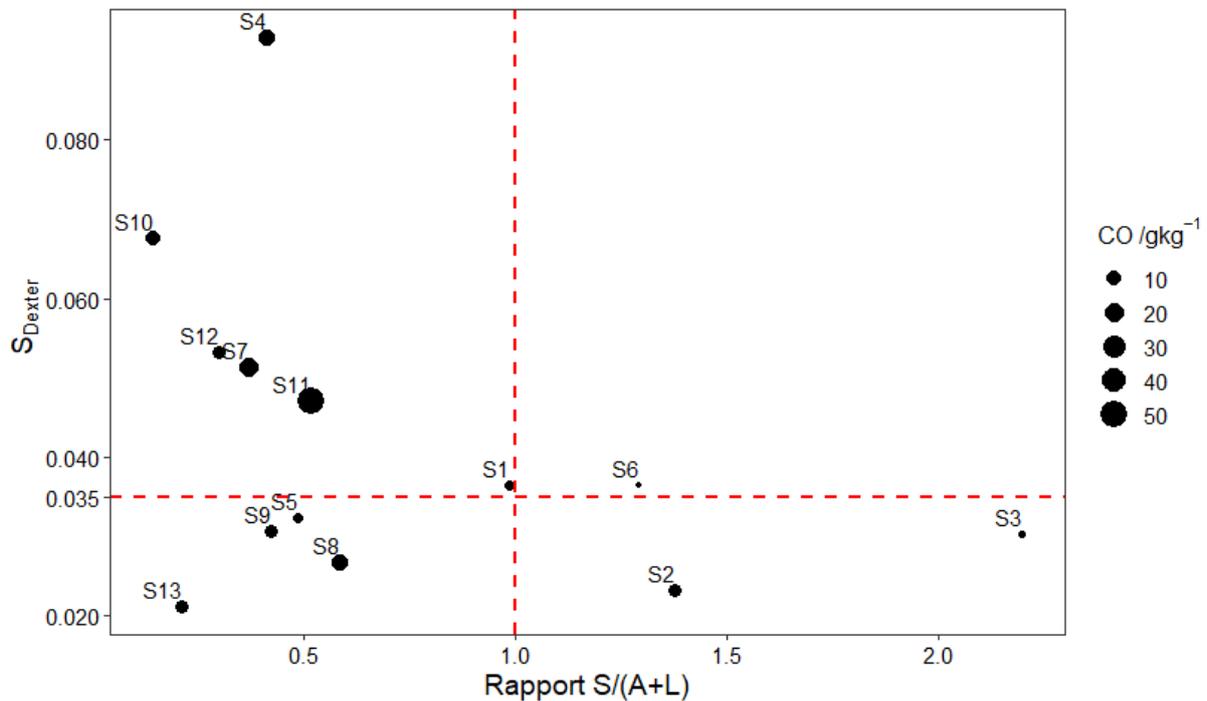


Figure IV- 3. Variation de l'indice des vides structuraux S_{Dexter} en fonction du rapport $S/(A+L)$ et de la teneur en carbone organique (CO). S, teneur en sable (%); L, teneur en limon (%) et A, teneur en argile (%).

Le paramètre physique du sol S_{Dexter} ou indice des vides structuraux a été proposé comme indice de la qualité physique du sol. Plus la valeur de S_{Dexter} est élevée, meilleure est la qualité du sol avec une valeur critique de l'ordre de 0,035, en dessous de laquelle la qualité physique du sol est considérée « mauvaise ». Les valeurs de S_{Dexter} présentées dans le tableau IV-5 montrent des valeurs comprises entre 0,021 (S13) et 0,093 (S4). Etant donné que pour $S_{Dexter} \geq 0,035$, la qualité physique du sol est considérée comme étant « bonne », on peut distinguer deux groupes de sols : un premier groupe (G_1) composé de sols de « mauvaise » qualité physique et constitué par les échantillons S2, S3, S5, S8, S9 et S13, et un deuxième groupe (G_2) composé de sols de « bonne » qualité physique et constitué par les échantillons S1, S4, S6, S7, S10, S11 et S12. Le groupe G_1 regroupe des échantillons de sols qui se caractérisent majoritairement par des teneurs faibles en CO ($\leq 10 \text{ g kg}^{-1}$) par rapport aux autres échantillons (Figure IV-3). La teneur faible en CO de ces échantillons s'accroît *a priori* par des effets de la texture. On trouve dans G_1 des échantillons de sols à texture très fine avec un rapport $S/(A+L) < 1$ (S5, S8, S9 et S13) et des échantillons de sols à texture grossière avec un rapport $S/(A+L) > 1$ (S2 et S3) (Figure IV-3). La teneur en argile est le principal facteur de la finesse du sol. Néanmoins des teneurs élevées en limon indiquent une texture fine comme dans le cas de S5. Il ne semble pas y avoir de relation univoque entre la fraction granulométrique argileuse et la qualité physique du sol. L'établissement d'une bonne structure est néanmoins difficile en deçà et au-delà d'un certain pourcentage d'argile. L'échantillon S13 qui présente une teneur élevée en argile (45,36%) montre la structure la plus mauvaise ($S_{Dexter}=0,021$). L'augmentation de la teneur en argile dans le sol se traduit généralement par une augmentation de la microporosité (Rawls *et al.*, 2003). La présence en plus d'une teneur faible en CO accentue probablement la compaction du sol avec une diminution de l'aération du sol et des vides (ou pores).

Le groupe G₂ regroupe principalement des échantillons de sols de texture fine avec des teneurs élevées en CO (>10 g kg⁻¹) par rapport aux échantillons du G₁ (Figure IV-3). Toutefois, les deux échantillons S1 et S6 se caractérisent par une texture plus ou moins grossière avec des teneurs très faibles en CO et malgré cela ils se présentent comme des sols de bonne qualité physique ($S_{Dexter} > 0,035$), ce qui *a priori* ne devrait pas être le cas. En comparaison avec les autres indicateurs de qualité physique, ces deux échantillons présentent un degré de compaction élevé de 90,5% (S1) et 102,4% (S6) et des valeurs de SI très faibles de 0,91 (S1) et 0,18 (S6) (Tableau IV-5). Rappelons que les courbes de rétention en eau et le calcul de S_{Dexter} sont obtenus sur des mottes de sols choisies dans un bloc de sol non remanié, alors que les mesures des fractions granulométriques ainsi que la teneur en CO sont faites sur des échantillons composites prélevés à côté des blocs non remaniés. En outre, nous choisissons les mottes à la main de façon à ce qu'elles puissent tenir jusqu'à la fin de l'expérimentation. Les manipulations successives des mottes peuvent entraîner également un tassement et une dégradation de la structure des mottes durant l'expérimentation et les mesures des courbes de rétention en eau. Par ailleurs, cela semble être une explication de l'écart entre la qualité physique des échantillons S1 et S6 et ce que nous attendions sur la base des autres propriétés du sol. Les deux échantillons S1 et S6 présentent des valeurs de S_{Dexter} qui sont très proches de la valeur critique et inférieures aux valeurs prises par tous les autres échantillons de G₂. Ils sont plus proches des sols de « mauvaise » qualité physique que des sols de « bonne » qualité.

La diminution ou l'augmentation de S_{Dexter} est étroitement liée à la distribution porale qui est influencée par des facteurs tels que le travail du sol, la teneur en matière organique du sol ainsi que l'activité de la faune du sol. Dans notre étude, nous nous intéressons particulièrement à l'influence de la matière organique sur cet indice des vides et la qualité physique. Cependant, l'effet de la matière organique varie souvent en fonction de la texture du sol. La figure IV-4, montre une variation de l'indice S_{Dexter} en fonction de la teneur en CO et la finesse du sol présentée en pourcentage d'argile. On constate qu'en dessous de la valeur critique de S_{Dexter} (=0,035) on ne trouve que des sols avec des teneurs très faibles en CO et des sols avec des textures très fines (teneurs élevées en argile) ce qui caractérise ainsi une mauvaise structure du sol. Au-delà de cette valeur critique ($S_{Dexter} > 0,035$), on trouve des échantillons avec à la fois des textures fines et des teneurs élevées en CO, et des échantillons avec des teneurs intermédiaires ou faibles en argile. Nos résultats sont en conformité avec ceux de Dexter (2004b) qui a noté une tendance à la diminution de S_{Dexter} avec l'augmentation de la teneur en argile. Plus la teneur en argile est forte, plus la qualité physique des sols est mauvaise. Au-delà d'une teneur de 45 % d'argile, la qualité physique des sols est considérée comme étant mauvaise (Dexter, 2004b), comme avec le cas de l'échantillon S13. En revanche, cela devient déraisonnable pour les sols à texture sableuse (~0% d'argile) qui sont connus en agronomie par leur mauvaise structure.

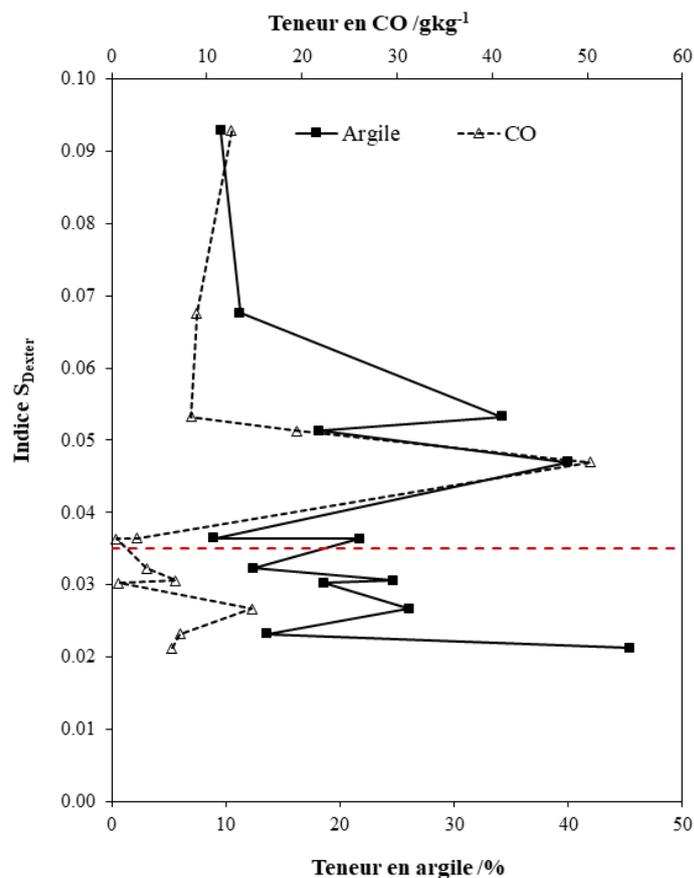


Figure IV- 4. Indice de Dexter en fonction de la teneur en CO (en g kg^{-1}) et le pourcentage d'argile dans les sols étudiés.

L'indice S_{Dexter} est un indicateur prometteur de la qualité physique du sol, mais il n'a pas été suffisamment comparé à d'autres indicateurs déjà établis. La figure IV-5 montre une comparaison de l'indice S_{Dexter} avec l'indice de stabilité structurale SI, le degré de compaction DC et la réserve utile RU. Les résultats de classification « bonne » ou « mauvaise » qualité physique des sols sont variables selon l'indicateur utilisé. La comparaison entre les indices S_{Dexter} et SI révèle une différence importante entre ces deux indicateurs (Figure IV-5a). De nombreux échantillons (S1, S4, S6, S10 et S12) classés de « bonne qualité » selon S_{Dexter} , sont considérés comme de « mauvaise qualité » si on se base sur la valeur critique de SI. Dans nos échantillons, la gamme de variation des teneurs en CO est importante mais leur répartition est néanmoins déséquilibrée. En effet, la majorité des échantillons ont des teneurs faibles en CO avec 70 % des échantillons qui ont une teneur $< 10 \text{ g/kg}^{-1}$. L'utilisation d'un indicateur de qualité physique basé essentiellement sur la variation de la teneur en CO entraîne une classification biaisée et peu pertinente. N'étant pas en conformité avec les autres indicateurs ni avec les propriétés de nos échantillons, l'indice SI ne semble pas être un indicateur pertinent à utiliser pour évaluer la qualité physique de nos échantillons. Dans la suite de ce chapitre, l'indice SI ne sera pas utilisé.

Concernant le degré de compaction DC, la Figure IV-5b montre qu'il a une relation linéaire décroissante avec S_{Dexter} ($R^2 = 0,42$, $P < 0,05$). Notre résultat est différent de celui de Naderi-Boldaji et Keller (2016) qui ont trouvé une relation logarithmique décroissante entre DC et

S_{Dexter} pour différentes textures des sols allant d'argileuse (60% argile) à sableuse (90% sable). De plus, on constate qu'il y a des échantillons qui présentent un DC élevé (102,4%) mais aussi une bonne qualité physique selon l'indice S_{Dexter} . Le degré de compaction est fonction de la Da de l'échantillon du sol qui était pour certaines mottes de sol très élevée par rapport à un type de sol similaire. Par ailleurs, la présence des cailloux et les conditions expérimentales liées à la manipulation des mottes lors des pesées ou au contact de la sonde avec l'échantillon lors de l'acquisition des spectres pourraient être une explication des DC élevés pour des échantillons qui ont $S_{Dexter} > 0,035$. Néanmoins, la qualité physique des sols est une fonction multicritère qui dépend de plusieurs propriétés physiques du sol. La Da (ou DC) seule ne peut pas donner une qualification pertinente de la structure du sol.

La réserve utile RU (Figure IV-5c) montre une relation linéaire croissante avec le S_{Dexter} ($R^2 = 0,78$, $P << 0,05$). Plus la quantité d'eau disponible pour la plante est importante, meilleure est la qualité du sol. Ce résultat semble être cohérent et logique avec le principe de l'indice S_{Dexter} qui représente la pente de la courbe de rétention au point d'inflexion et qui est directement influencé par la variation de la teneur en eau du sol et ainsi la RU. Comme avec les deux autres indicateurs de qualité physique (SI et DC), on constate également des différences de classification des échantillons sur la base de RU et S_{Dexter} . En effet, l'échantillon S6, considéré comme étant de bonne qualité selon S_{Dexter} , a une RU inférieure à la valeur de RU critique qui est de l'ordre de 15 mm définie par Reynolds *et al.* (2009). Les échantillons S5, S8 et S9 qui présentent des valeurs de RU > 15 mm ont des $S_{Dexter} < 0,035$ et donc une mauvaise qualité physique de sol.

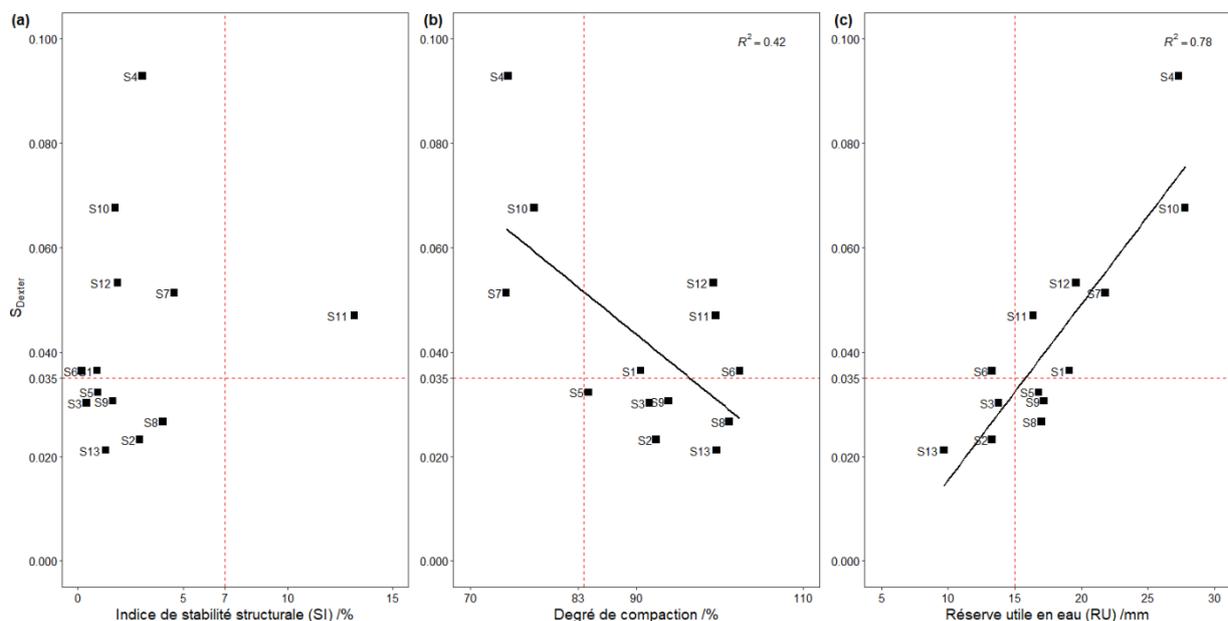


Figure IV- 5. Relation entre les indicateurs de qualité physique des sols (SI, DC et RU) et S_{Dexter} .

Ces résultats de comparaison des trois indicateurs de qualité physique du sol étudiés avec l'indice S_{Dexter} montrent que la qualification d'un échantillon de sol peut être différente selon l'indicateur utilisé, le type de sol, le contexte pédoclimatique de l'étude. Les résultats des différents indicateurs sont parfois complémentaires et parfois contradictoires. En effet, un même échantillon de sol peut avoir une bonne ou une mauvaise qualité du sol selon l'indicateur

utilisé, ce qui révèle une complexité dans l'étude de la qualité physique des sols. Il apparaît donc nécessaire de disposer d'un indicateur global pour évaluer cette qualité physique avec une précision suffisante et acceptable. Dans notre étude Soltani *et al.* (2019) (Chapitre III) nous avons proposé un plan de lecture basé sur des paramètres spectraux, et nous allons vérifier dans quelle mesure ce plan peut être pertinent pour évaluer la qualité physique des sols.

IV. 4. Evaluation de la qualité physique des sols par SPIR

IV. 4. 1. Relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau

Soltani *et al.* (2019) ont montré que, pour des échantillons de surface (horizons A), la relation entre la teneur en eau et l'indice SWSI est une relation linéaire du type $\theta(h) = a \text{ SWSI} + b$. La même relation est obtenue pour les 13 échantillons de l'horizon de sub-surface étudiés ici (Figure IV-6 et Tableau IV-6). La figure montre les courbes de variation de la teneur en eau volumique en fonction de SWSI pour tous les échantillons en les regroupant selon deux classes de texture : texture grossière G (S1, S2, S3, S4 et S5) et texture fine F (S6, S7, S8, S9, S10, S11, S12 et S13). De plus, nous avons défini trois classes de teneur en CO : faible, $<10 \text{ gkg}^{-1}$; moyenne, $10\text{--}20 \text{ gkg}^{-1}$ et forte, $>20 \text{ gkg}^{-1}$. Rappelons que pour les textures grossières, nous n'avons aucun échantillon de sol avec une teneur en CO forte.

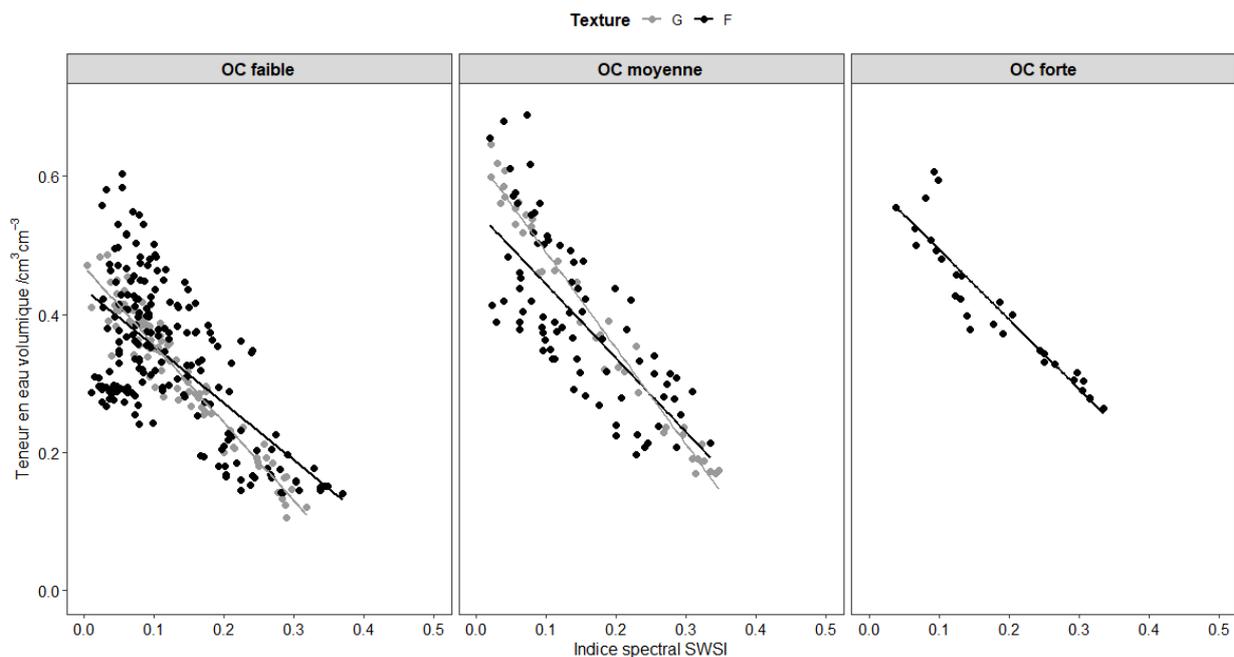


Figure IV- 6. La teneur en eau volumique en fonction de l'indice spectral SWSI pour deux classes de texture (G, grossière et F, Fine) et trois classes de teneur en CO (faible, moyenne et forte)

Les résultats présentés font apparaître clairement une dispersion importante pour chaque classe de texture et teneur en CO (Figure IV-6). Cette dispersion est importante pour les potentiels matriciels faibles et diminue avec l'augmentation du potentiel matriciel. Un échantillon de sol est saturé quand on remarque une brillance en surface de la motte. Après la saturation, l'échantillon est desséché progressivement à différents états d'équilibre. Un mauvais contact avec la table à succion peut entraîner des variations au sein des répétitions d'un même

échantillon. Cette méthode peut avoir donc des influences sur la dispersion des mesures, surtout pour les mesures à faible potentiel matriciel qui se font sur la table à succion.

On constate que l'indice SWSI montre une relation significativement linéaire avec la teneur en eau volumique du sol (Figure IV-6) pour les deux classes de texture et les trois différents niveaux de teneur en CO. Le Tableau IV-6 indique que pour tous nos échantillons, le coefficient de détermination R^2 est supérieur à 0,75. Les valeurs de R^2 varient de 0,75 pour l'échantillon de sol S13 à 0,98 pour les échantillons du sol S4 et S5. La régression linéaire était très significative pour tous les échantillons de sol étudiés avec $P \ll 10^{-8}$. Comme déjà observé pour les échantillons de surface, la variation des paramètres de cette relation linéaire, à savoir la pente (S_{SWSI}) et l'ordonnée à l'origine (I_{SWSI}), semble être influencée par la texture et la teneur en CO. La pente S_{SWSI} varie de $-1,39$ (S4 et S7) à $-0,71$ (S6). Les valeurs les plus élevées de S_{SWSI} ont été enregistrées pour les textures fines. Pour faciliter l'interprétation des résultats, plutôt que d'utiliser la pente (S_{SWSI}), nous utiliserons dans la suite du document sa valeur absolue, qui sera notée AvS_{SWSI} . Ce paramètre AvS_{SWSI} est tel que pour une variation d'une unité de SWSI, il donne la variation en teneur en eau. Plus la valeur AvS_{SWSI} est faible, plus la variation de la teneur en eau et de la quantité d'eau libérée est faible. Par conséquent, AvS_{SWSI} est directement liée aux forces et aux propriétés de rétention en eau du sol. En ce qui concerne I_{SWSI} , ses valeurs varient de 0,32 (S6) à $0,67 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (S7). L'ordonnée à l'origine a été obtenue pour $SWSI=0$, ce qui correspond théoriquement à la valeur de la teneur en eau à saturation. La valeur de I_{SWSI} nous permet donc d'avoir une estimation proche de la teneur en eau à saturation (θ_s), une grandeur difficilement mesurable au laboratoire.

Tableau IV- 6. Paramètres de la relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau

Echantillons	CO (gkg ⁻¹)	S _{SWSI} (Se)	I _{SWSI} (Se)	R ²	P
Sols à texture grossière (5 échantillons)					
S1	<10	-1,11 (0,06)	0,46 (0,01)	0,89	<10 ⁻⁸
S2	<10	-1,06 (0,06)	0,46 (0,01)	0,94	—
S3	<10	-1,22 (0,15)	0,47 (0,01)	0,79	—
S4	10–20	-1,39 (0,04)	0,63 (0,01)	0,98	—
S5	<10	-1,24 (0,04)	0,49 (0,01)	0,98	—
Sols à texture fine (8 échantillons)					
S6	<10	-0,71 (0,03)	0,32 (0,00)	0,93	—
S7	10–20	-1,39 (0,08)	0,67 (0,01)	0,89	—
S8	10–20	-1,04 (0,07)	0,47 (0,01)	0,84	—
S9	<10	-1,08 (0,06)	0,45 (0,01)	0,88	—
S10	<10	-1,37 (0,06)	0,59 (0,01)	0,94	—
S11	>20	-1,01 (0,08)	0,59 (0,02)	0,86	—
S12	<10	-1,12 (0,10)	0,46 (0,01)	0,78	—
S13	<10	-0,88 (0,10)	0,54 (0,01)	0,75	—

La variation des paramètres de la relation linéaire (AvS_{SWSI} et I_{SWSI}) observée entre les échantillons semble avoir une corrélation avec la texture du sol. Les valeurs de AvS_{SWSI} les plus élevées sont observées avec les sols à texture grossière (S1, S2, S3, S4 et S5) et les valeurs les plus faibles avec les sols à textures fines (S6, S7, S8, S9, S10, S11, S12 et S13) (Tableau IV-6). Cette même tendance avait déjà été observée par Soltani et al. (2018) sur des sols collectés dans des horizons de surface (horizons A). Nous avons observé que AvS_{SWSI} est significativement corrélée avec la teneur en argile, ce qui indique explicitement un effet de texture. Etant liée aux forces et aux propriétés de rétention du sol, la diminution de AvS_{SWSI} est équivalente à une plus grande force de rétention de l'eau par la matrice du sol reflétant ainsi une libération lente et difficile de l'eau. Il apparaît donc que la pente AvS_{SWSI} est influencée par la texture et principalement la teneur en argile. En général, les sols à texture fine ou argileuse se caractérisent par une plus grande surface spécifique et un plus grand espace poral qui pourraient mener à une plus grande capacité de rétention. A cela s'ajoutent la finesse de la taille des pores et l'interconnexion des pores qui engendrent une rétention et une difficulté de libération de l'eau beaucoup plus élevée que les sols à texture grossière. L'ordonnée à l'origine de la relation paraît aussi être influencée par la texture du sol. On constate que les valeurs les plus élevées sont obtenues avec l'ensemble de la classe des sols à texture fine, excepté l'échantillon S6 qui présente une valeur de I_{SWSI} très faible ($I_{SWSI}=0,32 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$) par rapport aux échantillons de la même classe et aux échantillons des sols à texture grossière. Cet échantillon se caractérise par une texture argilo-sableuse (AS) selon le système de classification GEPPA. Il a une teneur plus ou moins élevée en argile (21,72 %) qui lui permet d'être dans la classe des textures fines mais il présente une teneur élevée en sable (56,35 %), ce qui entraîne probablement une faible capacité de rétention en eau. Etant donné que ce comportement n'a été observé qu'avec cet échantillon S6 qui a été collecté dans l'horizon C, cela nous amène aussi à supposer que son comportement hydrique est lié aux propriétés de l'horizon C. Cet horizon est différent des autres horizons A, E, S, BT, G... car il n'a pas acquis de structuration pédologique généralisée, ce qui engendre peut-être un comportement hydrique particulier (Baize & Girard, 2008). L'échantillon S6 se caractérise aussi par sa coloration jaunâtre avec des petites taches brunes ce qui suppose la présence de la goethite $FeO(OH)$. Cette coloration indique qu'il a été collecté dans un horizon qui présente une humidité constante sans excès (Ruellan & Dosso, 1993) et cela peut être aussi une autre explication des I_{SWSI} faibles de S6. Globalement, les sols à texture fines présentent des valeurs plus élevées en I_{SWSI} que les sols à textures grossières. Ce résultat est semblable à celui trouvé sur les échantillons de sols collectés dans des horizons A (voir Chapitre III). La valeur de I_{SWSI} , considérée comme équivalente à la teneur en eau à la saturation, peut également représenter la capacité de rétention maximale du sol. En effet, la microporosité et la grande surface spécifique d'un sol à texture fine, présentant une teneur plus ou moins élevée en particules fines (argile, limon), permet d'emmagasiner une quantité élevée d'eau dans la matrice du sol ce qui explique les valeurs élevées de I_{SWSI} pour les sols à texture fine.

Par ailleurs, on sait que la distribution de la taille des pores et la teneur en CO ont également un effet sur les propriétés hydriques du sol. La teneur en CO est reconnue pour améliorer l'agrégation et l'aération des sols et donc leurs propriétés de rétention en eau (Abiven *et al.*, 2009; Larney & Angers, 2012a; Papadopoulos *et al.*, 2014; Wiesmeier *et al.*, 2019). Au sein d'une même classe de texture, l'augmentation de la teneur en CO entraîne une augmentation de I_{SWSI} . L'augmentation de I_{SWSI} avec l'augmentation de la teneur en CO pour les différentes

classes de texture a déjà été observée avec nos échantillons de l'horizon A (voir Chapitre III). L'effet du CO sur I_{SWSI} s'explique vraisemblablement par une amélioration de l'agencement des particules du sol en créant ainsi plus d'espaces poreux, ce qui améliore la capacité du sol à stocker l'eau. Cet effet positif du CO est beaucoup plus net avec les sols à texture grossière. Ainsi, une légère augmentation de la teneur en CO est marquée par une augmentation importante de I_{SWSI} . Cet effet a été plus marqué pour l'échantillon S4 qui est caractérisé par une teneur en CO plus élevée que les autres échantillons de texture grossière. Cette même tendance a été aussi observée sur les échantillons de l'horizon A. L'augmentation de la capacité maximale de rétention en eau ou I_{SWSI} suite à une augmentation de la teneur en CO est plus importante pour un sol à texture grossière par rapport à celui d'une texture fine ce qui paraît totalement logique. La teneur en CO apporte de la porosité à n'importe quel type de sol en agissant sur l'agrégation des sols et la distribution de la taille des pores. Pour un sol à texture fine qui se caractérise à la base par une microporosité importante, une unité supplémentaire de CO va améliorer la capacité de rétention en eau. Cependant, cet effet reste toujours dominé par l'effet de la nature fine de la texture, contrairement à ce qu'on peut observer avec des sols à texture grossières qui se caractérisent par une faible voire une absence de microporosité. Le CO vient jouer un rôle similaire à celui de l'argile en créant plus de pores de taille fine permettant ainsi l'augmentation de la rétention en eau.

L'effet du CO sur les valeurs de AvS_{SWSI} est fonction de la texture du sol. Pour les sols à texture grossière, le passage de la teneur en CO inférieure à 10 g.kg^{-1} à une teneur comprise entre 10 et 20 g.kg^{-1} entraîne une augmentation importante de AvS_{SWSI} , ce qui est différent de ce que nous avons observé avec les horizons A où nous avons remarqué une légère diminution de AvS_{SWSI} pour une faible diminution de CO jusqu'à 30 g.kg^{-1} et une augmentation importante pour des teneurs élevées en CO. Nous avons expliqué cette diminution par l'augmentation des forces de rétention du sol. Suite à une légère augmentation de la teneur en CO, un sol sableux va acquérir de nouveaux micropores qui vont ralentir la vitesse de la libération d'eau ce qui a expliqué la diminution de AvS_{SWSI} . Cependant, une augmentation importante de la teneur en CO induisait une augmentation de AvS_{SWSI} (Soltani *et al.*, 2019). L'augmentation de AvS_{SWSI} face à la légère augmentation de CO qui a été observée sur les horizons profonds peut être expliquée d'une part par la faible représentativité de la classe 10-20 g.kg^{-1} qui ne présente qu'un seul échantillon (S4), et d'autre part par le classement différent de celui des horizons A. L'échantillon S4 contient 12 g.kg^{-1} de CO ce qui est faible par rapport au classement suivi pour les horizons A. La classification de S4 en tant que sol à texture grossière a été basée principalement sur son ratio sable/argile (3,1), mais nous ne pouvons pas négliger sa teneur élevée en limon (61%) ce qui va lui permettre de se comporter plutôt comme un sol à texture fine. Avec les horizons A, nous avons remarqué une augmentation de AvS_{SWSI} suite à une augmentation de la teneur en CO pour les sols à texture fine. L'augmentation de AvS_{SWSI} de S4 est probablement due à sa teneur élevée en limon. En ce qui concerne les sols à texture fine, une légère augmentation de la teneur en CO du sol engendre une augmentation de AvS_{SWSI} ce qui est similaire à ce qui a été déjà observé sur des horizons A dans Soltani *et al.* (2019). En revanche, avec une augmentation importante du CO, nous constatons une diminution de AvS_{SWSI} , ce qui est loin de nos attentes basées à la fois sur les effets connues de la teneur en CO et sur les résultats de Soltani *et al.* (2019). Deux explications sont possibles pour cette diminution. La première consiste à supposer que le seul échantillon (S11) de texture fine et de teneur en CO élevée a simplement un comportement particulier. La teneur élevée en argile de S11 (~40 %), largement supérieure aux

teneurs observées avec les horizons A, peut-être une deuxième explication. Dans le cas général, la teneur élevée en argile peut limiter la circulation de l'eau (Ruellan & Dosso, 1993). Plus la teneur en argile augmente, moins les propriétés de rétention du sol deviennent sensibles à l'augmentation de la teneur en CO. L'étude publiée par Minasny and McBratney (2018) avait d'ailleurs montré sans ambiguïté que l'augmentation de la teneur en CO améliore les propriétés de rétention du sol mais que le sol devient moins sensible à ces augmentations de CO quand la teneur en argile dépasse les 30%.

De telles relations indiquent que les quantités d'eau retenues sont liées à la fois à la composition granulométrique et à la façon dont les constituants élémentaires sont assemblés (Bruand, 1990). En effet, les variations des propriétés hydriques rendent compte à la fois des variations de texture et du volume poral développé par la texture et les paramètres agissant sur la distribution des pores tel que la teneur en CO.

IV. 4. 2. Estimation de la teneur en eau à saturation

L'ordonnée à l'origine I_{SWSI} a été comparée à la teneur en eau à saturation prédite à partir du modèle de van Genuchten (θ_{S-VG}) (Figure IV-7). On constate que I_{SWSI} est proche de et fréquemment supérieure à θ_{S-VG} et il ne semble pas que cette différence varie en fonction de la texture ou de la teneur en CO. L'ordonnée à l'origine à pF1 ($I_{SWSI-pF1}$) a aussi été comparée à la teneur en eau mesurée à pF1 (θ_{pF1}). $I_{SWSI-pF1}$ résulte de la relation linéaire entre la teneur en eau volumique et l'indice SWSI avec une normalisation par rapport à pF1 plutôt qu'à la saturation, selon l'équation suivante :

$$SWSI_i = 1 - \frac{FWHM_i}{FWHM_{pF1}} \quad (\text{Eq IV- 6})$$

On constate que $I_{SWSI-pF1}$ est très proche de θ_{pF1} mais fréquemment inférieure, avec une différence moins importante pour les sols à texture grossière (Figure IV-7).

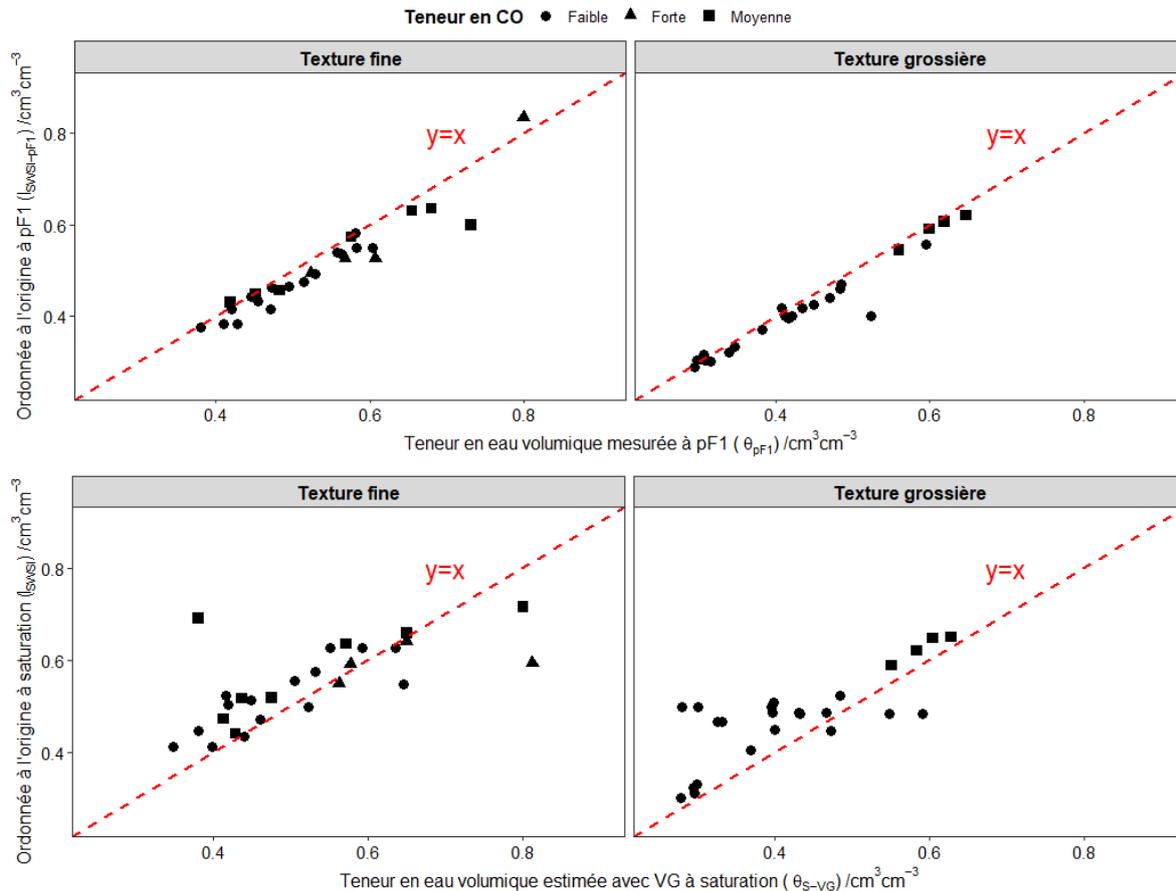


Figure IV- 7. Teneurs eau mesurées et estimées (θ_{S-VG} , I_{SWSI}) à pF1 et à la saturation.

Les écarts quadratiques moyens (EQM), qui ont été calculés à l'aide des deux relations suivantes :

$$EQM_{VG} = [\Sigma (I_{SWSI} - \theta_{S-VG})^2]/(n-1) \quad (\text{Eq IV- 7})$$

$$EQM_{pF1} = [\Sigma (I_{SWSI-pF1} - \theta_{pF1})^2]/(n-1) \quad (\text{Eq IV- 8})$$

varient de $0,04 \cdot 10^{-2}$ à $1,72 \cdot 10^{-2} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ selon la texture et la teneur en CO. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées pour les sols à teneurs moyennes et fortes en CO (Tableau IV-7). En revanche, les EQM_{VG} sont sensiblement plus élevés que les EQM_{pF1} . Les EQM_{VG} et EQM_{pF1} les plus élevés sont obtenus avec les textures fines avec des teneurs en CO moyennes. Le nombre de mottes échantillons de sol dans la classe des teneurs faibles en CO est plus élevé que pour les deux autres classes (moyenne et forte), ce qui explique peut-être les faibles valeurs de EQM pour les sols à faible teneur en CO. L'augmentation du nombre d'échantillons permet donc d'avoir des résultats plus pertinents et précis. Les sols à texture fine se caractérisent par une structure et des propriétés de rétention plus complexes que les sols à texture grossière, ce qui explique probablement les EQM faibles dans la classe de texture grossière par rapport à ceux des sols à texture fine. Les valeurs d' EQM_{VG} montrent une légère différence entre I_{SWSI} et θ_{S-VG} . Malgré cette différence, ces valeurs indiquent que la teneur en eau à saturation, grandeur

difficile à mesurer directement au laboratoire, peut être estimée à partir de I_{SWSI} avec une précision acceptable.

Tableau IV- 7. Ecarts quadratiques moyens (EQM) entre : 1) la teneur en eau à saturation estimée par le modèle VG (θ_{S-VG}) et I_{SWSI} ; et 2) la teneur en eau mesurée à pF1 (θ_{pF1}) et $I_{SWSI-pF1}$.

Texture	CO	EQM _{VG} (cm ³ cm ⁻³)	EQM _{pF1} (cm ³ cm ⁻³)	n
G	Faible	1,21 10 ⁻²	0,14 10 ⁻²	20
	Moyenne	0,17 10 ⁻²	0,04 10 ⁻²	4
F	Faible	1,71 10 ⁻²	0,08 10 ⁻²	16
	Moyenne	1,72 10 ⁻²	0,30 10 ⁻²	8
	Forte	1,60 10 ⁻²	0,34 10 ⁻²	4

IV. 4. 3. Analyse des corrélations

Le tableau IV- 8 présente la matrice de corrélation de Pearson pour les paramètres de la relation obtenue entre l'indice spectral SWSI et θ (AvS_{SWSI} et I_{SWSI}) et les propriétés hydriques du sol mesurées (RU, θ_s , θ_{macro} , $\theta_{més0}$, $\theta_{micro-s}$, $\theta_{micro-r}$). Dans l'ensemble, les résultats sont en accord avec les observations faites ci-dessus (Figure IV-7 et Tableau IV-6). L'ordonnée à l'origine I_{SWSI} est significativement corrélée aux propriétés hydriques du sol ($P < 0,05$). On constate que I_{SWSI} montre une corrélation positive et hautement significative avec θ_s ($r=0,62$) ce qui confirme les résultats présentés précédemment dans la Figure IV-7. La valeur de I_{SWSI} nous permet alors d'avoir une estimation de la teneur en eau à saturation avec une précision acceptable. On remarque aussi des corrélations significatives avec la teneur en eau retenue par des micropores de stockage ($\theta_{micro-s}$) ou RU ($r=0,49$), la teneur en eau stockée des macropores, θ_{macro} ($r= 0,20$), avec la teneur en eau retenue dans les mésopores, $\theta_{més0}$ ($r= 0,69$) et avec la teneur en eau retenue dans les micropores résiduels, $\theta_{micro-r}$ ($r= 0,33$). L' AvS_{SWSI} est significativement corrélée avec I_{SWSI} ($r=0,67$), la RU ($r=0,58$), θ_{macro} ($r=0,31$) et $\theta_{més0}$ ($r=0,30$). Contrairement à ce qui a été observé avec I_{SWSI} , nos résultats ne montrent pas de corrélation de AvS_{SWSI} avec θ_s , ce qui est logique.

Tableau IV- 8. Matrice de corrélation de Pearson de AvS_{SWSI} , de I_{SWSI} et des propriétés hydriques du sol.

	AvS_{SWSI}	I_{SWSI}	θ_s	θ_{macro}	$\theta_{més0}$	$\theta_{micro-s}$ (=RU)	$\theta_{micro-r}$
AvS_{SWSI}	1,00						
I_{SWSI}	0,51***	1,00					
θ_s	0,01	0,62***	1,00				
θ_{macro}	0,31*	0,20*	0,16	1,00			
$\theta_{més0}$	0,30*	0,69***	0,67***	0,28	1,00		
$\theta_{micro-s}$ (=RU)	0,58***	0,49***	0,17	0,30*	0,34*	1,00	
$\theta_{micro-r}$	-0,28	0,33**	0,61***	-0,15	0,18	-0,38*	1,00

Notes : *** La corrélation est significative au seuil de probabilité de 0,001 ; ** La corrélation est significative au seuil de 0,01 ; * La corrélation est significative au seuil de 0,05.

AvS_{SWSI} et I_{SWSI} , deux paramètres de la relation θ -SWSI ; θ_s , teneur en eau volumique à la saturation ; θ_{macro} , teneur en eau retenue par des macropore ; $\theta_{més0}$, teneur en eau retenue par des mésopores ; $\theta_{micro-s}$, teneur en eau retenue par des micropores de stockage = réserve utile (RU) ; $\theta_{micro-r}$, teneur en eau retenue par des micropores résiduels

Le tableau IV-9 donne la matrice de corrélation de Pearson pour les AvS_{SWSI} et I_{SWSI} et les propriétés physico-chimiques du sol (granulométrie, CO, Da, S_{Dexter}). AvS_{SWSI} est significativement corrélée avec des propriétés physiques du sol ($P < 0,05$). On constate que AvS_{SWSI} montre une corrélation négative et hautement significative avec la teneur en argile ($r=-0,41$). On constate aussi une corrélation positive et significative avec la teneur en limon ($r=0,47$). On remarque aussi une corrélation positive significative avec l'indice S_{Dexter} ($r=0,48$) et une corrélation négative significative avec la Da ($r=-0,49$). Cependant, les corrélations de AvS_{SWSI} avec les teneurs en sable et en CO ne sont pas significatives. L'ordonnée à l'origine I_{SWSI} est significativement corrélée avec toutes les propriétés physico-chimiques étudiées sauf la teneur en argile. Des corrélations positives ont été observées avec la teneur en limon ($r=0,53$), la teneur en CO ($r=0,50$) et l'indice S_{Dexter} ($r=0,44$). Des corrélations négatives ont été également observées avec la teneur en sable ($r=-0,54$) et la Da ($r=-0,81$). Contrairement à ce qui a été observé avec AvS_{SWSI} , I_{SWSI} montre des corrélations significatives avec les teneurs en sable et en CO.

Tableau IV- 9. Matrice de corrélation de Pearson de AvS_{SWSI} , de I_{SWSI} et des propriétés physico-chimiques du sol.

	AvS_{SWSI}	I_{SWSI}	Argile	Limon	Sable	CO	S_{Dexter}	Da
AvS_{SWSI}	1.00							
I_{SWSI}	0.67***	1.00						
Argile	-0.41**	-0.01	1.00					
Limon	0.47**	0.53**	-0.39*	1.00				
Sable	-0.20	-0.54***	-0.30*	-0.76***	1.00			
CO	-0.03	0.50**	0.43*	-0.04	-0.26	1.00		
S_{Dexter}	0.48**	0.44*	-0.36*	0.64***	-0.41*	0.10	1.00	
Da	-0.49**	-0.81***	0.14	-0.55***	0.47**	-0.49**	-0.65***	1.00

Notes : *** La corrélation est significative au seuil de probabilité de 0,001 ; ** La corrélation est significative au seuil de 0,01 ; * La corrélation est significative au seuil de 0,05. AvS_{SWSI} et I_{SWSI} , deux paramètres de la relation θ -SWSI; CO, teneur en carbone organique; S_{Dexter} , indice de qualité physique du sol de Dexter ; Da, densité apparente.

IV. 4. 4. Le plan de lecture des propriétés hydriques du sol (I_{SWSI} , AvS_{SWSI})

Le plan basé sur les valeurs I_{SWSI} et AvS_{SWSI} a été proposé par Soltani *et al.* (2019) comme alternative pertinente pour étudier la qualité physique des sols. La comparaison des valeurs de I_{SWSI} avec celles de l'indice de qualité physique des sol S_{Dexter} montre qu'en général la qualité du sol s'améliore avec l'augmentation de I_{SWSI} (Figure IV-8a). Les échantillons S4, S7, S10 et S11 ayant les valeurs les plus élevées de I_{SWSI} , montrent des valeurs de S_{Dexter} supérieures à la valeurs seuil 0,035 en dessus de laquelle le sol est de bonne qualité physique. Les échantillons S1, S5 et S12 qui ont une bonne structure physique selon S_{Dexter} , présentent néanmoins des valeurs plutôt faibles de I_{SWSI} ($< 0,5 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$). Ces échantillons se caractérisent par des teneurs élevées en sable (S1 et S5) ou en argile (S12) et des teneurs en CO qui ne dépassent pas les 10 g kg^{-1} . Cela amène plutôt à considérer ces échantillons de qualité physique moyenne voire mauvaise contrairement à ce qu'on observe avec l'indice S_{Dexter} . L'échantillon S6 qui lui aussi montre une très faible valeur de I_{SWSI} ($< 0,4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), il a une valeur de $S_{Dexter} > 0,035$. Cela veut dire que cet échantillon a une bonne qualité physique selon S_{Dexter} malgré sa capacité de rétention maximale faible. Ayant une teneur en CO très faible (0,46 g kg^{-1}), une RU faible et

une D_a élevée (1,82), l'échantillon S6 se présente plutôt comme un sol de mauvaise qualité physique. La valeur de I_{SWSI} est donc en conformité avec les autres indicateurs de qualité physique des sols, ce qui révèle ainsi une contradiction dans les valeurs de S_{Dexter} . Globalement, les valeurs de I_{SWSI} les plus élevées sont obtenues avec des sols à texture dominante limoneuse (Figure IV-8b). L'échantillon S11, qui se caractérise par une texture à dominante argileuse, montre aussi une valeur élevée de I_{SWSI} . La teneur en CO élevée ($> 50 \text{ g kg}^{-1}$) de cet échantillon pourrait également améliorer sa porosité et également sa capacité de rétention maximale (ou teneur en eau à saturation).

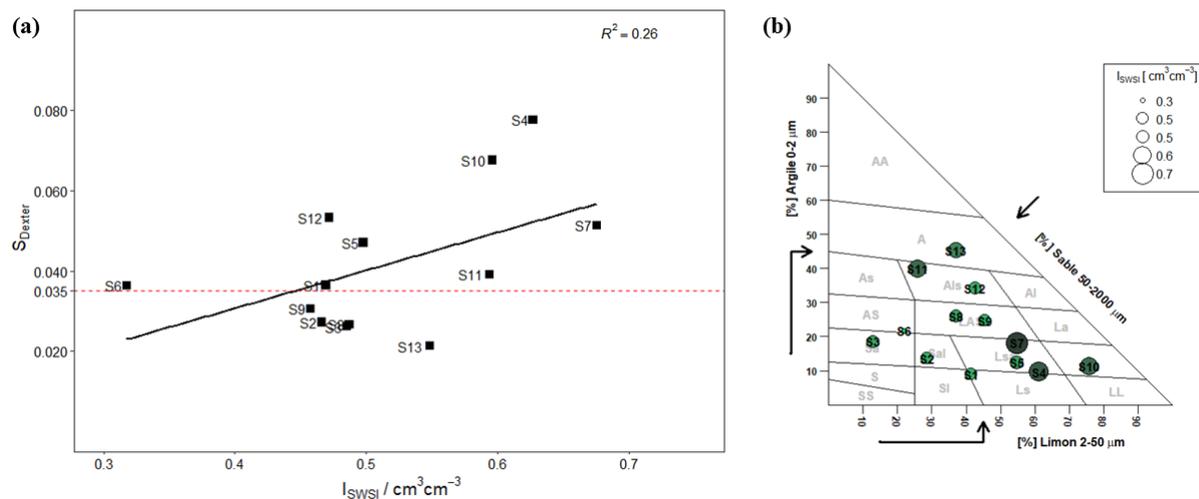


Figure IV- 8. L'ordonnée à l'origine (I_{SWSI}) en relation avec des propriétés du sol : a) indice S_{Dexter} en fonction de I_{SWSI} et b) variation de I_{SWSI} avec la texture.

La figure IV-9a montre que les valeurs de l'indice S_{Dexter} augmentent avec les valeurs de AvS_{SWSI} . Globalement, la qualité physique des sols est bonne pour des AvS_{SWSI} supérieure à 1,2. La AvS_{SWSI} élevée de l'échantillon S3 peut être expliquée par sa texture à dominante sableuse (Figure IV-9b) qui se caractérise par une macroporosité importante permettant à l'eau de circuler librement, la teneur en CO étant insuffisante ($0,71 \text{ g gk}^{-1}$) pour avoir une bonne capacité maximale de rétention en eau_I. La AvS_{SWSI} faible de S11 est probablement le résultat de sa teneur élevée en argile (Figure IV-9b). Une texture à dominante argileuse se caractérise d'une part par une microporosité importante qui permet au sol de retenir une quantité importante d'eau, traduite par la valeur élevée de I_{SWSI} ; et d'autre part par des forces de rétention élevées qui empêchent la circulation facile de l'eau dans la microporosité, traduites par la valeur faible de AvS_{SWSI} . La présence néanmoins d'une teneur élevée en CO dans l'échantillon S11 lui permet d'avoir une bonne qualité selon sa valeur de S_{Dexter} légèrement supérieure au seuil 0,035.

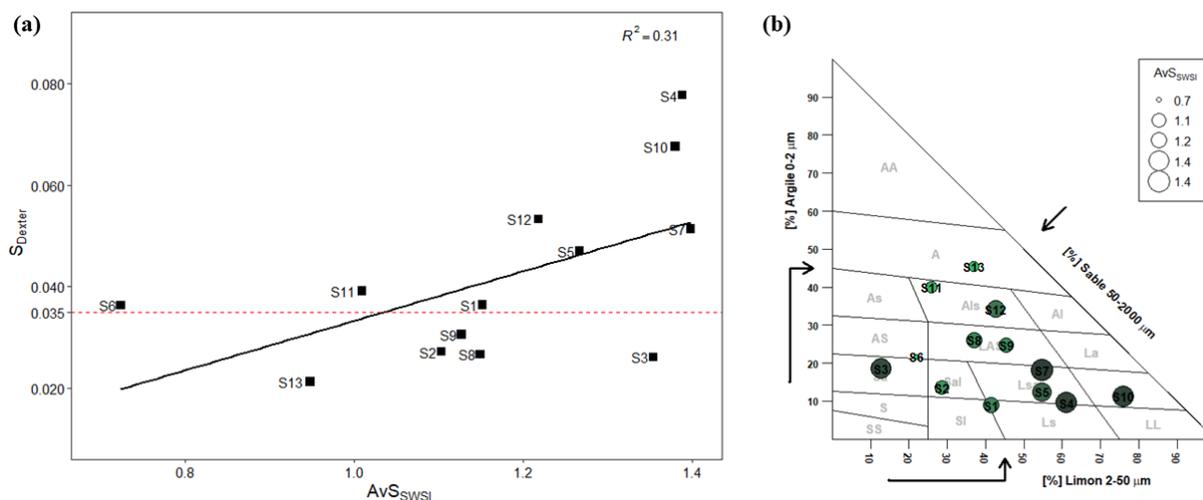


Figure IV- 9. La valeur absolue de la pente (AvS_{SWSI}) en relation avec des propriétés du sol : a) indice S_{Dexter} en fonction de AvS_{SWSI} et b) variation de AvS_{SWSI} avec la texture.

Les deux figures IV- 8 et 9 montrent que les deux paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} caractérisent la qualité physique des sols d'une manière complémentaire, d'où l'intérêt de leurs projections dans un plan qui permet d'avoir les deux informations ensemble. Pour une meilleure interprétation du plan de lecture, nous avons procédé à deux types de classification des échantillons du sol selon les deux paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} . La première est la classification par la méthode des nuées dynamiques (k-means). En utilisant la méthode de coude « Elbow » avec celle de « Silhouette » nous avons défini un nombre optimal de classes égal à 3 (Tableau IV-10). La première classe se caractérise par des valeurs élevées de I_{SWSI} et de AvS_{SWSI} , qui, selon l'indice de Dexter, regroupe des sols de bonne qualité physique. La deuxième classe regroupe des échantillons ayant des valeurs moyennes de I_{SWSI} comprises entre 0,47 et 0,59 $cm^3 cm^{-3}$ et des valeurs moyennes de AvS_{SWSI} variant de 1,01 (S11) à 1,22 (S12). Présentant des valeurs de S_{Dexter} moyennes et parfois inférieures à la valeur critique (0,035), ces échantillons montrent une qualité physique plutôt moyenne. La troisième classe regroupe les échantillons avec les valeurs les plus faibles d' I_{SWSI} et d' AvS_{SWSI} . Les deux échantillons S6 et S13 de la classe 3 se caractérisent surtout par des faibles AvS_{SWSI} ($<0,95$), ce qui reflète de fortes forces exercées par la matrice du sol pour retenir l'eau et ainsi une difficulté de circulation d'eau dans la porosité du sol. Cela semble lié à la compaction du sol. Cette compaction du sol se traduit avec des faibles valeurs de RU qui sont inférieure à 15 mm. L'échantillon S6 qui présente des faibles valeurs de I_{SWSI} , AvS_{SWSI} , CO et RU, montre une valeur de $S_{Dexter} > 0,035$. La valeur de S_{Dexter} révèle une bonne structure de S6, ce qui ne paraît pas logique.

Tableau IV- 10. Classification des échantillons du sol selon les deux paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} avec la méthode de classification des k-means.

Classes K-means	AvS_{SWSI} (—)	I_{SWSI} cm^3cm^{-3}	Ratio (—)	CO ($g\ kg^{-1}$)	RU (mm)	S_{Dexter} (—)
Classe1						
S1	1,15 (0,17)	0,47 (0,04)	0,99	2,65	19,1 (1,8)	0,036 (0,002)
S3	1,35 (0,17)	0,49 (0,03)	2,19	0,71	13,8 (2,7)	0,030 (0,011)
S4	1,39 (0,09)	0,68 (0,04)	0,41	12,55	27,3 (4,0)	0,093 (0,033)
S5	1,27 (0,08)	0,50 (0,01)	0,49	3,69	16,8 (7,7)	0,032 (0,004)
S7	1,40 (0,21)	0,63 (0,03)	0,37	19,39	21,8 (2,2)	0,051 (0,018)
S10	1,38 (0,06)	0,60 (0,04)	0,15	8,91	27,8 (4,0)	0,068 (0,011)
Classe2						
S2	1,10 (0,01)	0,47 (0,01)	1,38	7,16	13,3 (3,7)	0,023 (0,002)
S8	1,15 (0,15)	0,49 (0,04)	0,59	14,75	17,0 (1,5)	0,027 (0,004)
S9	1,13 (0,16)	0,46 (0,04)	0,43	6,7	17,2 (2,4)	0,031 (0,007)
S11	1,01 (0,15)	0,59 (0,04)	0,52	50,27	16,4 (5,2)	0,047 (0,007)
S12	1,22 (0,11)	0,47 (0,05)	0,30	8,34	19,6 (1,9)	0,053 (0,009)
Classe3						
S6	0,72 (0,07)	0,32 (0,01)	1,29	0,46	13,3 (1,8)	0,036 (0,011)
S13	0,95 (0,29)	0,55 (0,06)	0,21	6,3	9,7 (1,6)	0,021 (0,005)

Notes : CO, la teneur en carbone organique ; RU, la réserve utile calculée pour une épaisseur de 100mm ; S_{Dexter} , indice de qualité des sols de Dexter. Les valeurs des erreurs standards sont mises entre parenthèses.

La présence des échantillons ayant une mauvaise structure physique (S3 et S5) avec des échantillons ayant une bonne qualité (S4, S7 et S10) nous amène à considérer que la méthode de classification des k-means n'était pas satisfaisante sur notre jeu de donnée. Une deuxième méthode de classification a été également employée pour avoir une classification optimale et pertinente. Cette méthode est la classification ascendante hiérarchique (CAH) et elle nous a permis de regrouper nos échantillons en quatre classes selon les valeurs des paramètres de I_{SWSI} et AvS_{SWSI} (Tableau IV-11). La première classe regroupe des sols (S4, S7 et S10) ayant une bonne qualité physique selon leurs valeurs de S_{Dexter} ($>0,035$), I_{SWSI} ($>0,6\ cm^3cm^{-3}$) et AvS_{SWSI} ($>1,35$). La deuxième classe regroupe des sols (S1, S2, S3, S5, S8, S9 et S12) ayant plutôt une qualité physique dite *a priori* « moyenne ». Cette deuxième classe se caractérise par des valeurs moyennes de I_{SWSI} comprises entre 0,4 et 0,5 cm^3cm^{-3} et des valeurs aussi moyennes de AvS_{SWSI} comprises entre 1,10 et 1,35. Dans cette classe se trouvent des échantillons ayant des valeurs de S_{Dexter} supérieures à 0,035 (S1 et S12), mais aussi des échantillons dont les valeurs de S_{Dexter} sont inférieures à 0,035. Dans cette classe, les échantillons ont généralement soit des teneurs en sable élevées, soit des teneurs en limon satisfaisantes mais associées à des teneurs en CO faibles. Par conséquent un apport de matière organique peut facilement améliorer la structure de ces sols et en particulier leurs valeurs de I_{SWSI} . La troisième classe caractérise des échantillons (S11 et S13) ayant des valeurs faibles de AvS_{SWSI} ($<1,1$) et des valeurs de I_{SWSI} plus élevées (comprises entre 0,5 et 0,6 cm^3cm^{-3}) que la deuxième classe. Les valeurs faibles de AvS_{SWSI} et élevées de I_{SWSI} s'expliquent par la teneur élevée en argile de ces deux

échantillons. Les échantillons de la troisième classe peuvent aussi être de qualité « moyenne ». La quatrième classe ne comporte qu'un seul échantillon, S6 qui se caractérise par des faibles valeurs de AvS_{SWSI} (<1) et de I_{SWSI} ($<0,4 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$). La qualité physique des échantillons ayant des valeurs similaires de AvS_{SWSI} et de I_{SWSI} est plutôt dite « mauvaise », conformément aux valeurs faibles de RU et de teneur en CO et contrairement à ce qu'on peut voir avec l'indice S_{Dexter} .

Tableau IV- 11. Classification des échantillons du sol selon les deux paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} avec la méthode de classification ascendante hiérarchique CAH.

Classes de CAH	AvS_{SWSI} (-)	I_{SWSI}	Ratio (-)	CO (g kg^{-1})	RU (mm)	S_{Dexter} (-)
Classe1						
S4	1,39 (0,09)	0,68 (0,04)	0,41	12,55	27,3 (4,0)	0,093 (0,033)
S7	1,40 (0,21)	0,63 (0,03)	0,37	19,39	21,8 (2,2)	0,051 (0,018)
S10	1,38 (0,06)	0,60 (0,04)	0,15	8,91	27,8 (4,0)	0,068 (0,011)
Classe2						
S1	1,15 (0,17)	0,47 (0,04)	0,99	2,65	19,1 (1,8)	0,036 (0,002)
S2	1,10 (0,01)	0,47 (0,01)	1,38	7,16	13,3 (3,7)	0,023 (0,002)
S3	1,35 (0,17)	0,49 (0,03)	2,19	0,71	13,8 (2,7)	0,030 (0,011)
S5	1,27 (0,08)	0,50 (0,01)	0,49	3,69	16,8 (7,7)	0,032 (0,004)
S8	1,15 (0,15)	0,49 (0,04)	0,59	14,75	17,0 (1,5)	0,027 (0,004)
S9	1,13 (0,16)	0,46 (0,04)	0,43	6,7	17,2 (2,4)	0,031 (0,007)
S12	1,22 (0,11)	0,47 (0,05)	0,30	8,34	19,6 (1,9)	0,053 (0,009)
Classe3						
S11	1,01 (0,15)	0,59 (0,04)	0,52	50,27	16,4 (5,2)	0,047 (0,007)
S13	0,95 (0,29)	0,55 (0,06)	0,21	6,3	9,7 (1,6)	0,021 (0,005)
Classe4						
S6	0,72 (0,07)	0,32 (0,01)	1,29	0,46	13,3 (1,8)	0,036 (0,011)

Notes : CO, la teneur en carbone organique ; RU, la réserve utile calculée pour une épaisseur de 100mm ; S_{Dexter} , indice de qualité des sols de Dexter. Les valeurs des erreurs standards sont mises entre parenthèses.

La classification par la méthode de CAH nous paraît plus satisfaisante sur notre jeu de données. Par ailleurs, la projection des échantillons sur le plan (I_{SWSI} , AvS_{SWSI}) permet d'avoir 4 classes d'échantillons de sol (Figure IV-10). Une classe d'échantillons de qualité physique dite « bonne » (classe 1) est clairement identifiée par des valeurs élevées de I_{SWSI} et de AvS_{SWSI} . Une classe dont la qualité physique est plutôt dite « mauvaise » (classe 4) est aussi identifiée par des valeurs faibles à la fois de I_{SWSI} et de AvS_{SWSI} . Les deux classes 2 et 3 semblent avoir une qualité physique moyenne, mais l'amélioration de leurs structures est néanmoins possible avec des apports de matière organique. La position d'un échantillon dans le plan (I_{SWSI} , AvS_{SWSI}) permet de comparer sa qualité physique par rapport à un autre échantillon. Le classement des échantillons selon leur qualité physique à partir du plan sont en accord avec la majorité des indicateurs de qualité des sols utilisés dans cette étude, voire complémentaires et plus précis. Notre plan apparaît donc comme étant pertinent et plus synthétique pour la caractérisation de la qualité physique des sols.

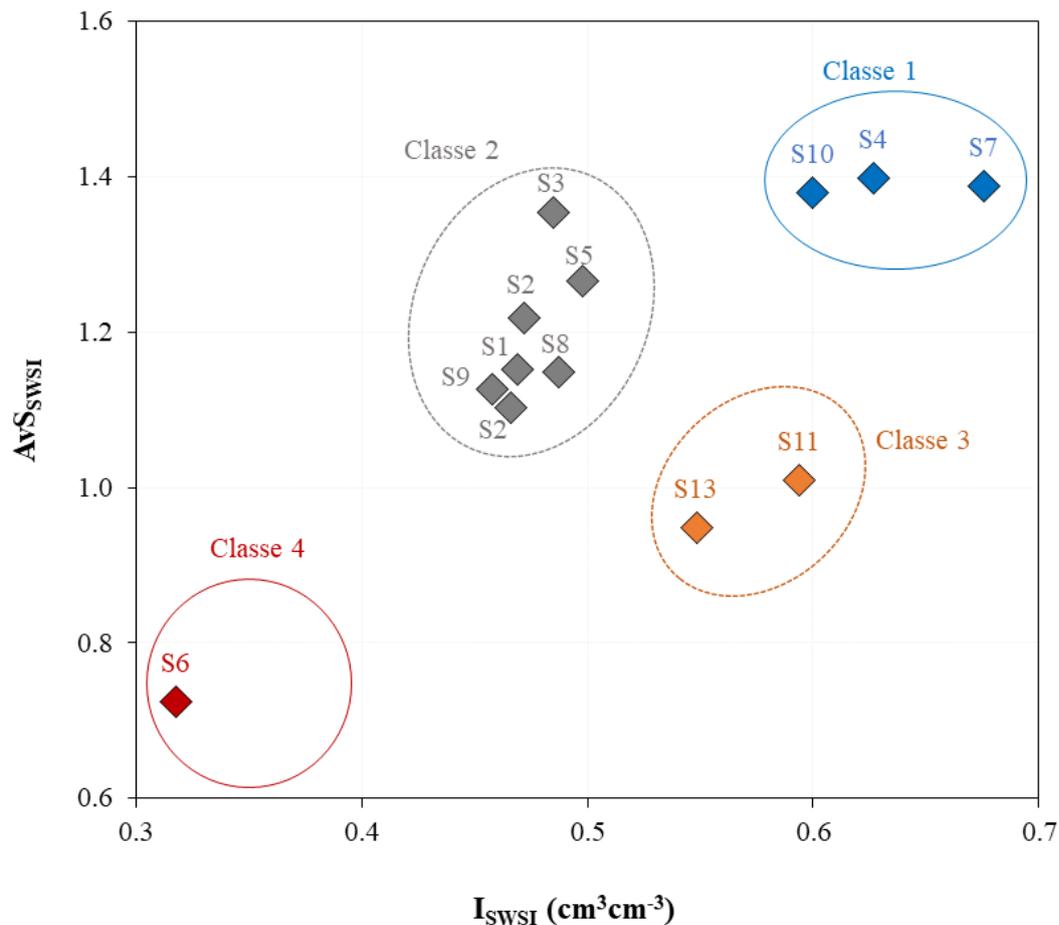


Figure IV- 10. Projection des échantillons des sols de Bretagne dans de lecture des propriétés hydriques du sol (I_{SWSI} , AvS_{SWSI})

IV. 5. Performances de l'indice SWSI

Un des objectifs principaux de la thèse est d'explorer la possibilité d'extraire du spectre PIR d'un sol un ou des indices spectraux qui seraient pertinents pour la qualité physique des sols en lien avec la texture et la teneur en CO. Plusieurs auteurs ont mis en évidence l'effet de la teneur en eau sur le spectre de réflectance Vis-PIR et établi des relations entre la teneur en eau et la réflectance du sol à des longueurs d'onde spécifiques, soit dans le Vis (Dalal & Henry, 1986; Bedidi, 1992) soit dans le PIR (Lobell & Asner, 2002; Whiting *et al.*, 2004; Demattê *et al.*, 2006). Parmi ces auteurs, certains ont établi des relations en utilisant des paramètres extraits des spectres comme la profondeur ou l'aire de bandes d'absorption spécifiques. Demattê *et al.* (2006) ont trouvé, pour différents types de sols du Brésil, une relation linéaire entre la surface des bandes d'absorption au voisinage de 1440, 1900 et 2200nm selon le type de sol considéré. En outre, ces auteurs ont montré que selon le type de sol une régression linéaire simple était suffisante alors que dans d'autres cas une régression linéaire multiple était nécessaire pour établir cette relation. Dans ce dernier cas, les modèles combinent soit les aires de 2 bandes soit celles des 3 bandes d'absorption. Dans la plupart de ces études les auteurs ont observé la variation de la teneur en eau fonction du type de sol et/ou de la teneur en CO. Toutefois, et à

notre connaissance, il n'y a eu aucune étude qui se soit focalisée sur l'évaluation de la qualité physique des sols par spectroscopie Vis-PIR.

Pour notre part, nous avons fait le choix d'utiliser la largeur à mi-hauteur (FWHM) de la bande d'absorption au voisinage de 1920 nm et établi un indice SWSI. Nous avons trouvé une relation linéaire entre cet indice et la teneur en eau dont les paramètres, ordonnée à l'origine et pente, peuvent être mis en relation avec des propriétés de rétention en eau du sol. Toutefois, avant d'établir l'indice SWSI nous avons testé d'autres indices spectraux. Dans cette section, nous en présentons un dont nous avons évalué la pertinence par rapport au SWSI pour étudier la qualité physique des sols en lien avec la texture et la teneur en CO.

IV. 5. 1. Effets de l'humidité sur la réflectance du sol

Pour étudier l'effet de la teneur en eau et de ses interactions avec d'autres propriétés du sol, une technique de normalisation, appelée en anglais « continuum removed » (CR) a été appliquée sur tous les spectres de réflectance. Pour des raisons de simplicité, uniquement les réflectances CR de six échantillons prélevés dans l'horizon de surface A des sols de Bretagne sont présentés dans la figure III-15. Chaque spectre CR représente la moyenne de quatre répétitions à chaque état d'humidité, ou potentiel matriciel, depuis la saturation (sat) jusqu'à après passage à l'étuve à 105 °C (sec 105°).

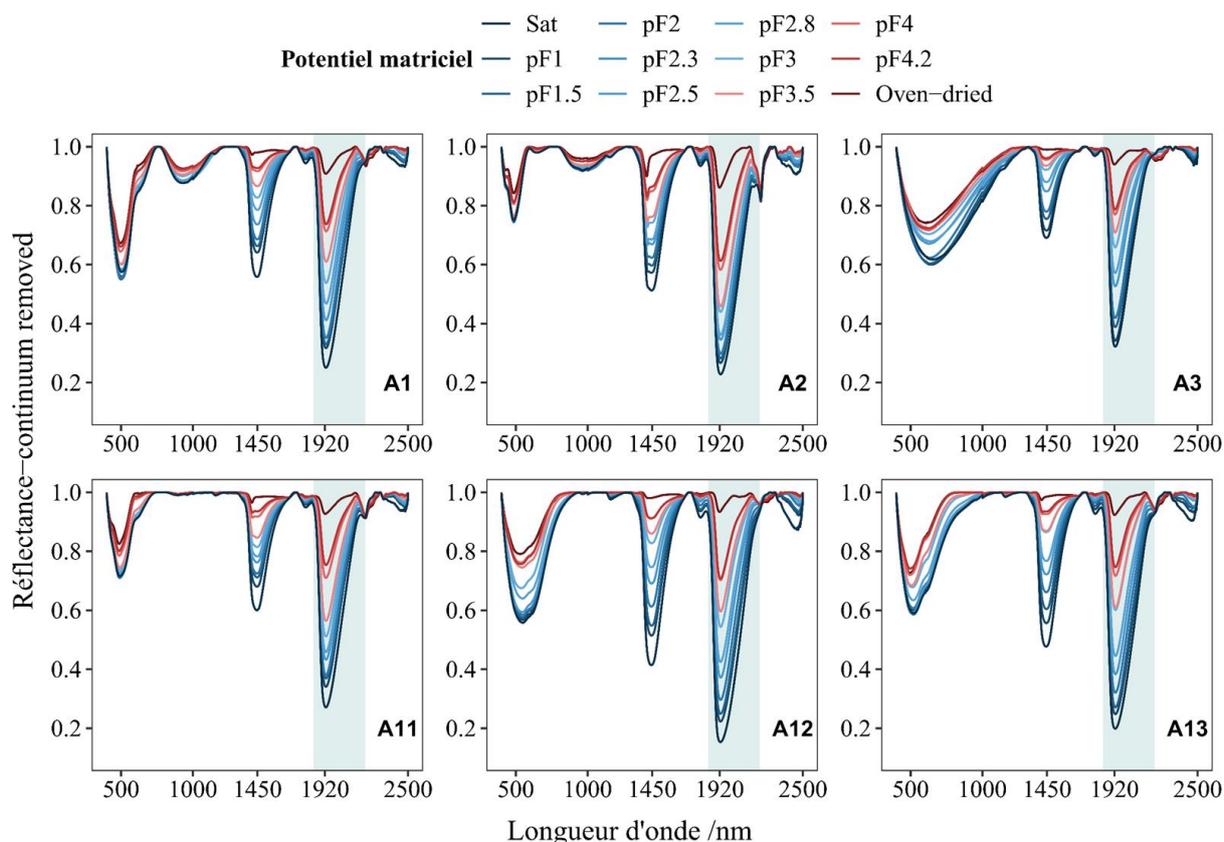


Figure IV- 11. Spectres moyens de réflectance de « continuum removed » pour six échantillons de l'horizon A des sols de Bretagne à différents états d'humidité.

L'analyse des spectres de réflectance CR confirme que la réflectance est inversement proportionnelle à la teneur en eau du sol (Figure IV-11) conformément à ce qui a déjà été rapporté dans la littérature (Dalal & Henry, 1986; Ben Dor *et al.*, 1999; Hummel *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2002; Lobell & Asner, 2002; Whiting *et al.*, 2004; Mouazen *et al.*, 2006; Zhu *et al.*, 2010; Li *et al.*, 2012; Genot *et al.*, 2014; Kim *et al.*, 2014; Knadel *et al.*, 2014; Soriano-Disla *et al.*, 2014; Babaeian *et al.*, 2016; Minasny & McBratney, 2018). La Figure IV-11 montre l'effet de l'humidité sur les échantillons A1, A2, A3, A11, A12 et A13 à titre d'exemple, mais pour tous les échantillons étudiés (horizons de surface et de sub-surface), la diminution de la teneur en eau a entraîné des augmentations prononcées de la réflectance dans deux bandes caractéristiques près de 1440 et de 1920 nm. En général, on constate une augmentation systématique de la réflectance dans le domaine du visible Vis et du proche infrarouge PIR. Pour nos échantillons, trois bandes d'absorption se dégagent nettement par leur amplitude et sont situées près de 500, de 1440 et 1920 nm (Figure IV-11 et 12). Les bandes d'absorption les plus importantes liées à l'eau libre ou à l'eau liée aux minéraux argileux se situent à des longueurs d'onde proches de 1440 et de 1920 nm. La bande d'absorption située dans le visible autour de 500 nm peut être attribuée à la présence de la goéthite (Stenberg *et al.*, 2010). Une bande d'absorption plus faible peut être observée à 2200 nm. Celle-ci semble augmenter avec l'humidité du sol, mais comme le rapportent Bowers and Hanks (1965), il s'agit probablement d'une illusion causée par un chevauchement avec la bande d'absorption proche de 1900 nm, qui peut masquer la tendance réelle à 2200 nm. L'effet de l'humidité peut également être observé au niveau de la bande d'absorption la plus faible près de 1788 nm. Knadel *et al.* (2014) ont attribué cette bande d'absorption à la présence de l'eau liée aux minéraux argileux.

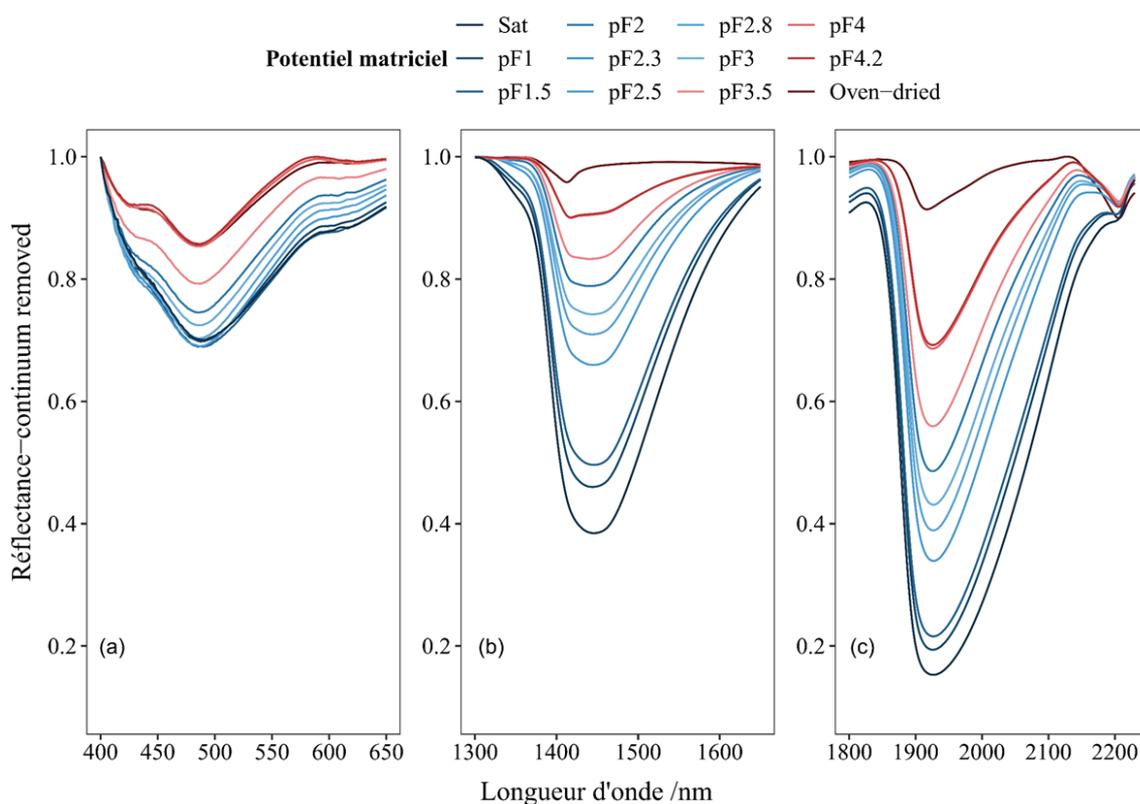


Figure IV- 12. Réflectance de « continuum removed » pour différents états d'humidité du sol au niveau de trois bandes caractéristiques d'absorption de l'eau proche de 500 nm (a), proche de 1440 nm (b) et proche de 1920 nm (c) (échantillon A1).

Les deux bandes d'absorption de l'eau situées aux environs de 1440 et de 1920 nm sont clairement affectées par la teneur en eau. Cependant, l'effet de l'humidité semble être différent entre ces deux bandes d'absorption. La Figure IV-13 montre une diminution de la réflectance avec l'augmentation de la teneur en eau volumique pour les deux bandes d'absorption de 1440 et 1920 nm. En comparaison avec la bande 1440 (Figure IV-13a), la diminution de la réflectance semble être plus importante avec la bande 1920 (Figure IV-13b) ce qui révèle un comportement différent des deux bandes. La réflectance CR au niveau de la bande 1440 nm (CR1440) montre une diminution faible et régulière avec l'augmentation de la teneur en eau. Tandis que la réflectance CR au niveau de la bande 1920 nm (CR1920) montre une diminution plus importante et irrégulière. On constate ainsi que la diminution de la réflectance CR1920 est plus importante pour les faibles pressions matricielles (pF) alors que pour les fortes pressions matricielles, l'effet de l'humidité sur la réflectance est moins prononcé. Bien que ces deux bandes d'absorption soient liées à la présence de l'eau dans le sol, le comportement de l'eau diffère. Ainsi, la bande caractéristique proche de 1440 nm est liée au groupe fonctionnel hydroxyle O-H et à la vibration des molécules d'eau, alors que la bande caractéristique proche de 1920 nm est liée aux molécules d'eau elles-mêmes (Clark, 1999).

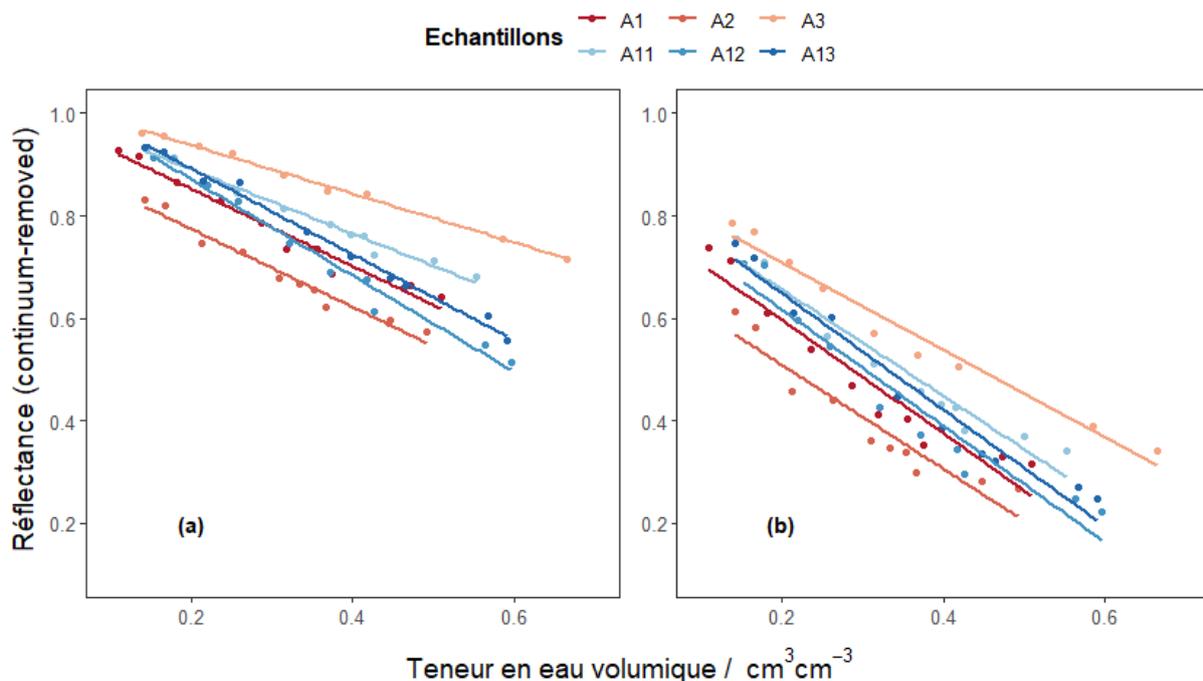


Figure IV- 13. Variation de la réflectance CR en fonction de la teneur en eau volumique du sol au niveau des deux bandes d'absorption 1440 nm (a) et 1920 nm (b) pour six échantillons du sol prélevés dans l'horizon de surface A.

IV. 5. 2. Indice spectral de différence normalisée de CR1440 et CR1920 (NDWSI)

Les deux bandes d'absorption caractéristiques de l'eau (1440 et 1920 nm) ont deux comportements différents et complémentaires en lien avec la variation de la teneur en eau du sol. Leur combinaison peut donc être pertinente. Nous avons étudié la variation de différents

indices résultant de la combinaison de deux paramètres issus de ces deux bandes caractéristiques en fonction de la teneur en eau du sol. Comme paramètres nous avons choisi la profondeur et l'aire de chacune des bandes d'absorption. En principe la profondeur de la bande est donnée par $(1 - CR(1440 \text{ nm ou } 1920 \text{ nm}))$, mais dans ce qui suit nous n'utiliserons que les valeurs de CR aux deux longueurs d'onde (Figure IV-14). Pour chaque paramètre, nous avons étudié la variation de la somme, du rapport ainsi que celle du rapport normalisé, exprimé par la différence sur la somme, en fonction de la teneur en eau. Dans cette section, ne sont présentées que des combinaisons de la réflectance CR des deux bandes, les résultats obtenus avec les surfaces sont en annexes.

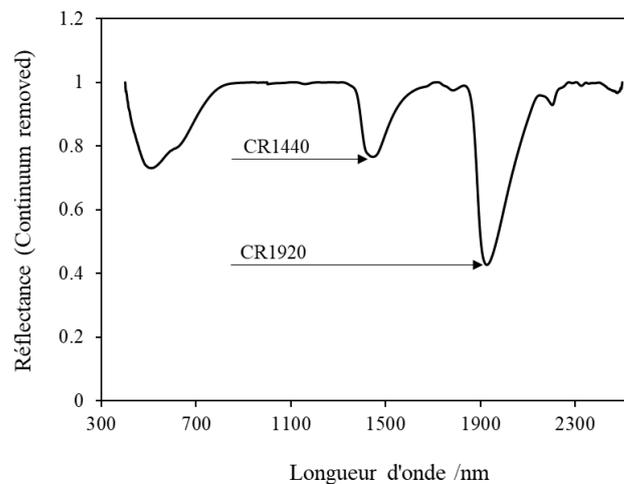


Figure IV- 14. Une illustration du spectre de CR et des deux bandes caractéristiques proches de 1440 et 1920 nm.

La figure IV-15a montre que la somme $CR1440 + CR1920$ diminue avec l'augmentation de la teneur en eau pour les six échantillons sélectionnés (A1, A2, A3, A11, A12 et A13). Rappelons que la réflectance diminue avec l'augmentation de la teneur en eau que ce soit au niveau de la bande de 1440 nm ou la bande de 1920 nm. La diminution de la somme $CR1440 + CR1920$ avec l'augmentation de l'humidité du sol paraît donc parfaitement logique. Le rapport de la réflectance des deux bandes $CR1440/CR1920$ est présenté dans la figure IV-15b. Contrairement à la somme, le rapport de réflectances CR montre une augmentation avec la teneur en eau du sol pour les différents échantillons du sol étudiés. Le rapport de la réflectance est toujours supérieur à 1 ce qui montre que la réflectance au niveau de la bande proche de 1440 nm est toujours supérieure à celle de la bande proche de 1920 nm. Malgré quelques différences, les tendances globales restent les mêmes pour tous les types de sol.

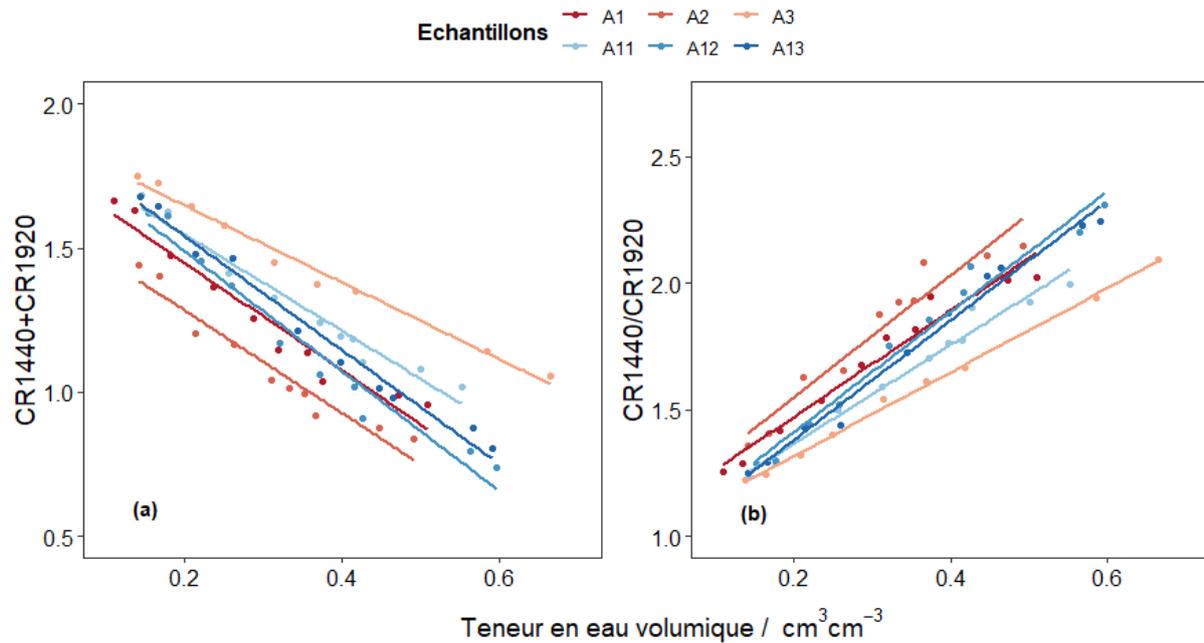


Figure IV- 15. La somme (a) et le rapport (b) de la réflectance des deux bandes proche de 1440 nm (CR1440) et de 1920 nm (CR1920) pour six échantillons du sol.

La différence de comportement entre la somme et le rapport de CR1440 et CR1920 nous a amenés à calculer un indice spectral basé sur la normalisation de la différence entre CR1440 et CR1920 par rapport à la somme des deux. L'indice spectral de différence normalisée de l'eau, NDWSI (Normalized Difference Water Spectral Index) a été calculé avec l'équation suivante:

$$NDWSI_i = \frac{(CR1440_i - CR1920_i)}{(CR1440_i + CR1920_i)} \quad (\text{Eq IV- 9})$$

L'indice spectral NDWSI a été calculé pour les différents états d'humidité. La teneur en eau volumique montre une relation linéaire croissante avec l'indice NDWSI pour les six échantillons sélectionnés (Figure IV-16a). Les relations linéaires entre NDWSI et la teneur en eau pour tous les échantillons (horizons A et non A) sont présentés en détail dans le tableau IV-12. Les coefficients de détermination R^2 varient entre 0,66 (A8) et 0,99 (S5). Les valeurs de NDWSI varient entre 0 et 0,5 pour tous les échantillons. Les paramètres de cette relation, pente (S) et ordonnée à l'origine (I), paraissent variables en fonction des types du sol.

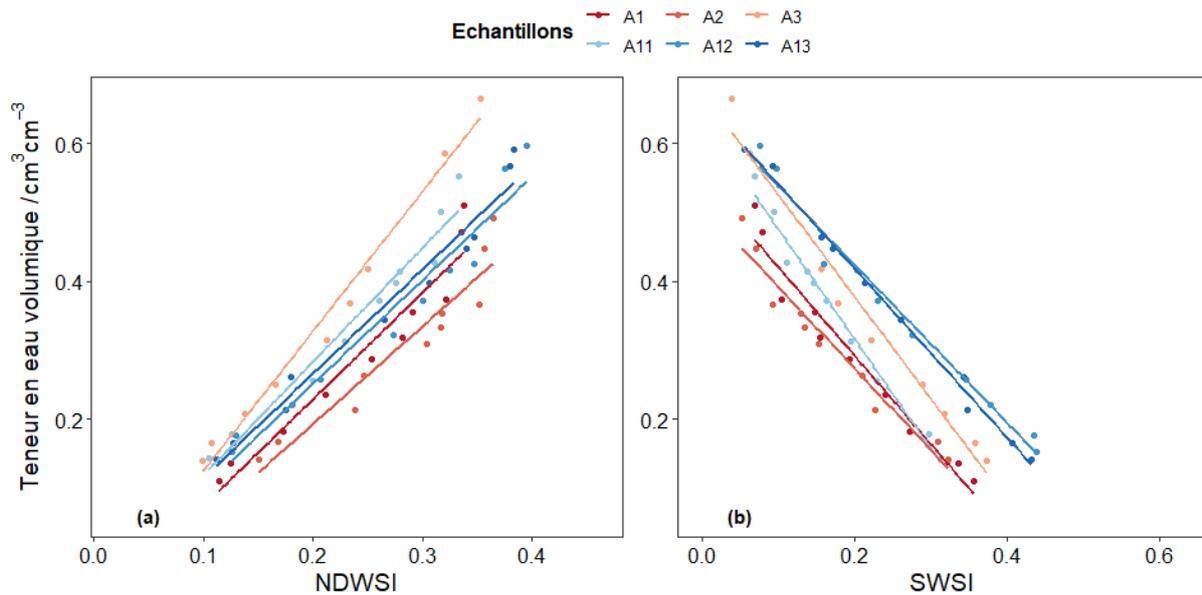


Figure IV- 16. La teneur en volumique du sol en fonction de deux indices NDWSI (a) et SWSI (b) pour six échantillons de sol.

Rappelons que l'indice SWSI présenté dans la Figure IV-16b montre aussi une relation linéaire avec la teneur en eau. La présence d'une relation linéaire entre la teneur en eau et deux indices spectraux calculés de deux manières différentes amène à deux hypothèses possibles : i) les deux indices NDWSI et SWSI peuvent avoir une complémentarité dans l'information par rapport aux propriétés hydriques du sol ; ou bien ii) les deux indices apportent la même information et la bande proche de 1920 nm est suffisante pour étudier les propriétés hydriques du sol. La comparaison des deux indices est donc nécessaire pour éviter toute sorte de redondance dans l'information.

Le Tableau IV-12 présente une comparaison des deux indices NDWSI et SWSI pour les différents échantillons. Les valeurs R^2 et $R^2_{ajusté}$ (R^2_{aj}) sont souvent plus élevées avec SWSI, ce qui révèle la pertinence de SWSI par rapport à NDWSI qui semble donner la même information.

Tableau IV- 12. Comparaisons des paramètres des deux indices NDWSI et SWSI pour différents échantillons (sol de Bretagne : Horizons A et non A)

Id	NDWSI				SWSI			
	S	I	R^2	R^2_{aj}	S_{SWSI}	I_{SWSI}	R^2	R^2_{aj}
Horizons A								
A1	1,55 (0,14)	-0,08 (0,04)	0,94	0,93	-1,28 (0,09)	0,55 (0,02)	0,96	0,95
A2	1,41 (0,16)	-0,09 (0,05)	0,91	0,90	-1,18 (0,10)	0,51 (0,02)	0,95	0,94
A3	2,02 (0,10)	-0,08 (0,02)	0,98	0,98	-1,48 (0,09)	0,67 (0,02)	0,98	0,97
A4	1,49 (0,33)	-0,14 (0,10)	0,72	0,69	-1,40 (0,21)	0,54 (0,04)	0,85	0,83
A5	1,29 (0,08)	-0,01 (0,02)	0,97	0,97	-1,18 (0,05)	0,55 (0,01)	0,99	0,98
A6	1,44 (0,07)	-0,05 (0,02)	0,98	0,98	-1,34 (0,07)	0,60 (0,01)	0,98	0,98
A7	1,40 (0,20)	-0,10 (0,06)	0,86	0,84	-1,17 (0,05)	0,61 (0,01)	0,99	0,99
A8	1,72 (0,44)	-0,10 (0,12)	0,66	0,62	-1,35 (0,10)	0,63 (0,02)	0,96	0,96
A9	1,05 (0,14)	0,09 (0,04)	0,88	0,87	-1,36 (0,10)	0,56 (0,02)	0,96	0,95
A10	1,75 (0,14)	-0,01 (0,04)	0,95	0,95	-1,60 (0,07)	0,78 (0,02)	0,99	0,99
A11	1,65 (0,12)	-0,05 (0,03)	0,96	0,95	-1,59 (0,07)	0,63 (0,01)	0,98	0,98
A12	1,50 (0,13)	-0,05 (0,04)	0,95	0,94	-1,14 (0,06)	0,65 (0,02)	0,98	0,98
A13	1,51 (0,09)	-0,04 (0,03)	0,97	0,97	-1,22 (0,03)	0,66 (0,01)	0,99	0,99
Horizons non A								
S1	1,32 (0,06)	0,06 (0,01)	0,98	0,98	-1,19 (0,08)	0,47 (0,01)	0,96	0,96
S2	1,29 (0,12)	-0,08 (0,03)	0,94	0,93	-1,07 (0,08)	0,42 (0,01)	0,96	0,95
S3	3,90 (0,63)	-0,85 (0,20)	0,83	0,81	-1,92 (0,24)	0,53 (0,02)	0,89	0,87
S4	1,75 (0,12)	-0,16 (0,04)	0,96	0,96	-1,39 (0,03)	0,63 (0,01)	0,99	0,99
S5	1,11 (0,02)	0,03 (0,01)	0,99	0,99	-1,04 (0,03)	0,42 (0,00)	0,99	0,99
S6	0,97 (0,05)	0,02 (0,01)	0,98	0,98	-0,73 (0,04)	0,32 (0,00)	0,97	0,97
S7	2,02 (0,32)	-0,20 (0,10)	0,84	0,82	-1,43 (0,10)	0,68 (0,02)	0,96	0,96
S8	1,54 (0,11)	-0,10 (0,03)	0,96	0,96	-1,21 (0,05)	0,50 (0,01)	0,99	0,98
S9	1,25 (0,16)	-0,05 (0,04)	0,89	0,88	-1,14 (0,08)	0,46 (0,01)	0,96	0,96
S10	1,66 (0,18)	-0,13 (0,06)	0,91	0,90	-1,38 (0,09)	0,60 (0,02)	0,97	0,97
S11	1,81 (0,32)	-0,12 (0,11)	0,80	0,77	-1,21 (0,09)	0,67 (0,02)	0,96	0,96
S12	1,42 (0,09)	-0,04 (0,02)	0,97	0,96	-1,23 (0,05)	0,47 (0,01)	0,99	0,99
S13	1,31 (0,13)	0,10 (0,03)	0,92	0,91	-1,11 (0,08)	0,56 (0,01)	0,96	0,95

Les paramètres, I_{SWSI} et S_{SWSI} , de la relation entre SWSI et la teneur en eau montrent des corrélations significatives avec des propriétés physico-chimiques et hydriques du sol. Par contre, les paramètres I et S de NDWSI n'ont pas de corrélations significatives avec ces mêmes propriétés physico-chimiques (Tableau IV-13). Seule la pente S montre une corrélation significative avec la teneur en CO et la Da. L'ordonnée à l'origine I_{SWSI} donne une estimation de la teneur en eau à la saturation avec une précision acceptable par rapport à celle estimée par le modèle de Van Genuchten. La pente S_{SWSI} donne une information sur la capacité du sol à relarguer plus ou moins facilement l'eau contenue dans sa porosité, et donc une information sur la porosité du sol en termes de taille et de connectivité des pores. Les deux paramètres pris

ensemble donnent une information sur la qualité physique du sol et permettent de l'évaluer de manière synthétique grâce au plan d'axes OI_{SWSI} , OS_{SWSI} . En revanche, bien que S soit corrélé significativement à CO et à Da, I n'est corrélé à aucune des variables physico-chimiques. En outre, contrairement à I_{SWSI} , le paramètre I ne peut être rattaché à aucune grandeur physique d'intérêt en lien avec les propriétés hydriques des sols. Ainsi, malgré que l'indice NDWSI combine les deux bandes d'absorption caractéristiques de l'eau ; les paramètres de sa relation à la teneur en eau, à laquelle nous aboutissons, n'apportent pas d'information complémentaire ni d'amélioration par rapport à SWSI.

Tableau IV- 13. Matrice des corrélations de Spearman des paramètres S et I avec des propriétés physico-chimiques du sol.

	I	S	Argile	Limon	Sable	CO	S _{Dexter}	Da
I	1,00							
S	-0,67**	1,00						
Argile	0,23	-0,14	1,00					
Limon	-0,02	0,18	-0,35	1,00				
Sable	-0,15	-0,16	-0,22	-0,78	1,00			
CO	-0,07	0,48*	0,01	0,38	-0,38	1,00		
S _{Dexter}	-0,28	0,34	-0,26	0,41*	-0,29	0,04	1,00	
Da	0,21	-0,52*	0,24	-0,71***	0,56*	-0,74***	-0,27	1,00

Notes : *** La corrélation est significative au seuil de probabilité de 0,001 ; ** La corrélation est significative au seuil de 0,01 ; * La corrélation est significative au seuil de 0,05.

Les résultats nous permettent d'écarter l'hypothèse d'une complémentarité entre les deux indices. Au mieux, les pentes S et SS_{SWSI} apportent la même information sur la capacité du sol à libérer l'eau plus ou moins vite. D'ailleurs S est significativement corrélé à la densité apparente Da et à la teneur en CO qui sont deux paramètres qui influencent la rétention de l'eau par le sol. Finalement, Ce deuxième indice n'offre aucun avantage par rapport à SWSI et c'est la raison pour laquelle seul ce dernier a été considéré pour l'ensemble des études qui ont été menées dans le cadre de ce travail de recherche.

IV. 6. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons fixé deux objectifs principaux : i) valider la pertinence de l'indice spectral SWSI proposé dans le chapitre III, sur des échantillons qui couvrent une gamme plus large de teneur en CO et de texture ; et ensuite ii) vérifier la pertinence de cet indice SWSI et les paramètres de sa relation linéaire avec la teneur en eau pour étudier la qualité physique des sols.

En ce qui concerne la validation de la pertinence de l'indice SWSI, nous avons obtenu une relation linéaire SWSI - teneur en eau avec des $R^2 > 0,7$ pour l'ensemble du jeu de données. En outre, nous avons calculé d'autres paramètres du spectre PIR. En comparaison avec ces paramètres, notre indice nous paraît plus pertinent pour étudier les propriétés hydriques des sols. La relation linéaire de SWSI avec la teneur en eau est de type affine et ses deux paramètres pente (a) et ordonnée à l'origine (b) ont montré des corrélations significatives avec la texture et

la teneur en CO des sols. La valeur de l'ordonnée à l'origine permet d'estimer la teneur en eau à saturation et la valeur de la pente est *a priori* liée aux forces exercées par la matrice du sol pour retenir l'eau. Plus la valeur absolue de cette pente est élevée, plus les forces de rétention de l'eau par le sol sont faibles et moins l'eau est liée à la matrice du sol. La figure IV-17 résume les variations possibles de ces deux paramètres a et b en fonction de la texture et de la teneur en CO. Pour deux échantillons de sol ayant une même texture intermédiaire, l'augmentation de la teneur en CO entraîne une augmentation de la valeur absolue de la pente a_1 et de la valeur de l'ordonnée à l'origine b_1 (Figure IV-17a). Pour deux échantillons ayant des teneurs en CO similaires et intermédiaires, l'augmentation de la teneur en argile résulte en une augmentation de la teneur en eau à saturation et l'augmentation des forces de rétention exercées par le sol, l'eau devenant plus liée (Figure IV-17b). La variation des effets de la texture sur les propriétés hydriques selon la teneur en CO rend l'étude de ces propriétés un peu plus complexe.

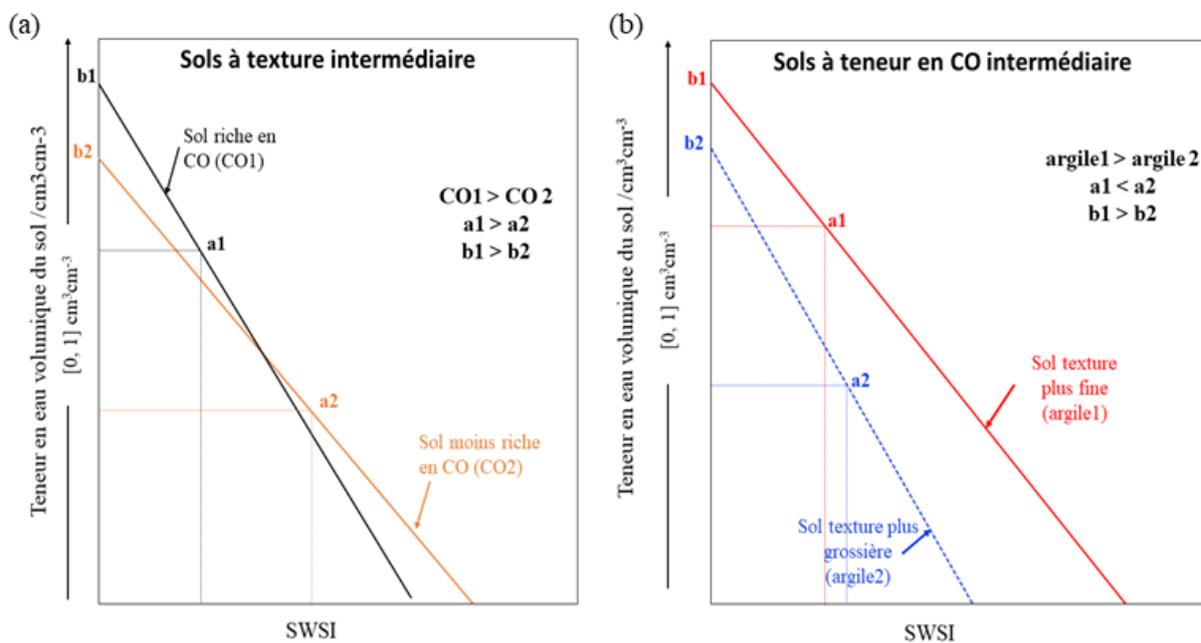


Figure IV- 17. Variation des paramètres de la relation linéaire SWSI-teneur en eau en fonction de la teneur en CO (a) et en fonction de la teneur en argile (b)

La projection dans le plan des deux paramètres valeur absolue de la pente ($|a| = AvS_{SWSI}$) et ordonnée à l'origine ($b = I_{SWSI}$) nous a permis d'étudier la qualité physique des sols, notre deuxième objectif. L'intérêt du plan est de permettre de comparer la qualité physique d'un échantillon donné par rapport à un autre. Nous avons identifié quatre cas possibles. i) des échantillons vont se comporter comme le « Sol1 » qui se caractérise par des faibles valeurs de AvS_{SWSI} et de I_{SWSI} , et la qualité physique est dite mauvaise par rapport aux autres échantillons. 2) Des échantillons vont plutôt être dans le cas contraire avec des valeurs élevées de AvS_{SWSI} et de I_{SWSI} , comme dans le cas du « Sol3 », et leur qualité physique est dite « bonne » ou « meilleure » par rapport aux autres. iii) Des échantillons vont se comporter comme le « Sol2 » et leur qualité physique est dite moyenne. Ces échantillons se caractérisent par de fortes teneurs en eau à saturation (I_{SWSI} fortes) ou encore par une capacité de rétention élevée, mais cette eau

est fortement liée à la matrice du sol (AvS_{SWSI} faible). Ce cas de figure est surtout observé pour des sols à texture argileuse et à faible teneur en CO. 4) Des échantillons vont se comporter comme le « Sol 4 » caractérisé par de faibles valeurs de I_{SWSI} et de fortes valeurs de AvS_{SWSI} . Ce cas peut être observé avec des sols sableux qui se caractérisent par une macroporosité importante libérant l'eau plus facilement. Dans les deux cas « sol2 » et « sol4 », l'apport de la matière organique améliorera la qualité physique.

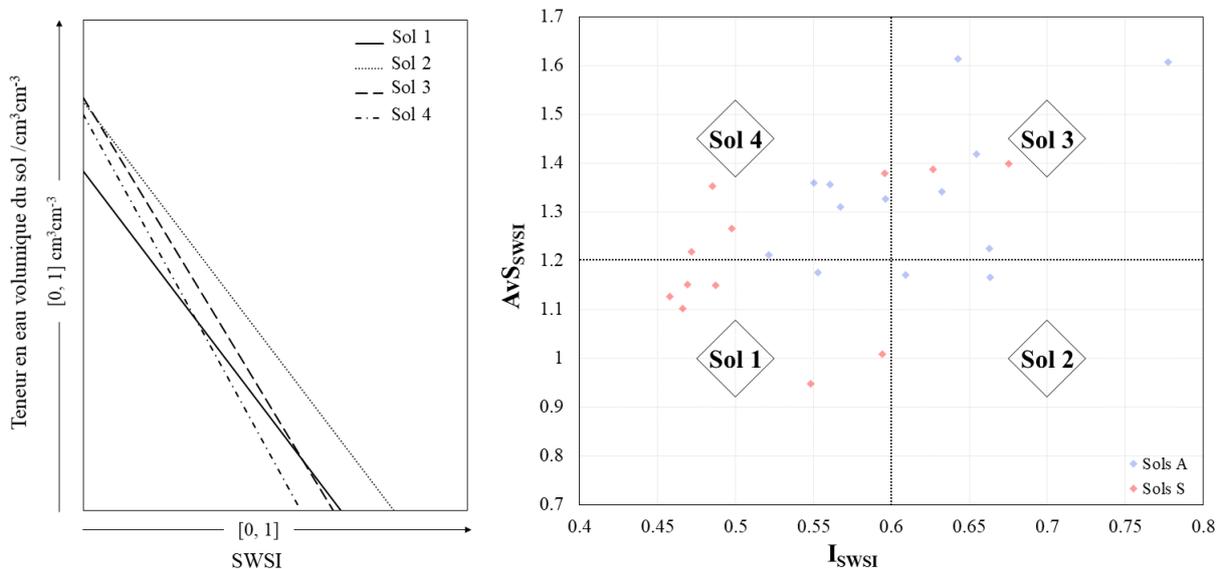


Figure IV- 18. Projection des échantillons des sols de Bretagne (A et S) sur un plan de lecture des propriétés hydriques basé sur les deux paramètres de la relation linéaire (I_{SWSI} et AvS_{SWSI}).

Notre approche basée sur l'utilisation de l'indice SWSI et les paramètres I_{SWSI} et AvS_{SWSI} paraît pertinente pour étudier les effets de la texture et de la teneur en CO sur les propriétés de rétention et sur la qualité physique des sols. Les pratiques agricoles peuvent aussi avoir un effet significatif sur les propriétés de rétention en eau, la structure et la qualité des sols agricoles. Le chapitre suivant explorera la pertinence de notre approche pour étudier les effets de pratiques agricoles sur les propriétés de rétention en eau.

Chapitre V– Etude des impacts de pratiques agricoles avec l'indice SWSI

V. 1. Introduction

Comme expliqué dans les chapitres précédents, notre recherche porte sur l'évaluation des propriétés de rétention en eau du sol. Ces propriétés sont affectées par différentes composantes du sol, dont la texture et la teneur en CO qui ont fait l'objet des deux chapitres précédents (Chapitre III et IV). Les pratiques agricoles peuvent elles aussi influencer de façon dynamique la structure du sol et avoir un effet direct ou indirect sur les propriétés et sur les processus hydrauliques du sol dans l'espace et dans le temps. L'une de ces pratiques est le travail du sol qui est utilisé pour préparer les lits de semis, incorporer les engrais, le fumier et les résidus dans le sol, et lutter contre les mauvaises herbes (Leij *et al.*, 2002). Par ailleurs, le travail du sol représente sans doute la pratique la plus influente sur les propriétés physiques du sol en raison de l'application répétitive, de sa portée en profondeur allant jusqu'à des dizaines de centimètres, et parce qu'il influence la gestion des résidus appliqués.

Durant les cinquante dernières années, les techniques de travail de conservation du sol se sont développées de manière importante dans le monde comme méthodes alternatives au travail du sol conventionnel (CT). Le travail de conservation du sol, qui comprend diverses techniques de travail réduit (superficiel, ST) ou nul (NT) qui laissent au moins 30 % de résidus de culture à la surface du sol, a été de plus en plus adopté comme la meilleure pratique de gestion agricole pour réduire le risque d'érosion du sol. En Europe, ces techniques se sont développées mais restent marginales. En France, l'agriculture de conservation est apparue depuis les années 2000 et reste très minoritaire. En 2014, 3% de la SAU et environ 35% de la superficie des grandes cultures sont cultivés sans labour, mais cette surface ne cesse pas de croître. En Bretagne, région d'élevage, les techniques de NT concernent environ 26 % des surfaces en grandes cultures et rencontrent un intérêt croissant auprès des agriculteurs (Agreste, 2014).

Le travail du sol conventionnel crée directement un fractionnement de la structure du sol favorable à l'infiltration, mais cela peut être destructeur et entraîner la perte de sol et d'éléments nutritifs, la perte d'humidité du sol et la dégradation générale des sols (Six *et al.*, 2004). Une des meilleures façons pour évaluer les effets du travail du sol sur la structure du sol est d'évaluer leurs effets sur les propriétés hydrauliques. Les propriétés hydrauliques qui sont importantes sur le plan agronomique comprennent, entre autres, la densité apparente du sol, la rétention d'eau et la distribution de la taille des pores (Haverkamp *et al.*, 2005; Walczak *et al.*, 2006; Shukla, 2014). Ces propriétés peuvent présenter une variabilité temporelle qui dépend de différents facteurs interdépendants, y compris la stabilité du sol, le climat, la dynamique des plantes, le couvert végétal et les racines, et diverses opérations de gestion du sol (Haruna *et al.*, 2018). Néanmoins, les effets de ces différentes pratiques de travail du sol sont souvent incertains et parfois contradictoires (Jabro *et al.*, 2016; Haruna *et al.*, 2018). Ils sont variables

selon les propriétés initiales du sol, la quantité et la qualité de la source d'engrais ainsi que la durée de l'expérience (Whalen *et al.*, 2003; Abiven *et al.*, 2009; Maillard & Angers, 2014; Bottinelli *et al.*, 2017). Peu d'études ont examiné les effets combinés du travail réduit du sol et de la fertilisation organique sur les propriétés hydriques du sol (Whalen *et al.*, 2003; Mikha & Rice, 2004; Jiao *et al.*, 2006; Hu *et al.*, 2009; Bottinelli *et al.*, 2017). Pourtant ces pratiques doivent être examinées ensemble car les systèmes de production agricole comportent généralement la sélection simultanée du travail du sol et des engrais. En raison de la présence de l'élevage dans le nord-ouest de la France, les pratiques de travail du sol sont souvent associées à des amendements de fumier. Des études sont encore nécessaires pour mieux comprendre la variabilité de la réaction du sol au travail du sol et à la fertilisation.

L'essai expérimental EFELE (Cf. Chapitre II) sur lequel nous avons réalisé notre étude fait partie du réseau SOERE PRO qui regroupe des dispositifs expérimentaux, moyen et long terme, mis en place pour étudier les effets combinés des modes de travail du sol et des apports de PRO (Produits Résiduaires Organiques) sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques des sols. Ce site expérimental, mis en place en 2012, a été conçu avec la perspective d'évaluer sur le long terme 2 essais expérimentaux, l'un combinant 5 PRO avec une seule modalité de travail du sol (conventionnel), et l'autre combinant 2 modalités de travail du sol (conventionnel et simplifié) avec 2 modalités d'apport (minéral et fumier de bovin).

L'objectif de ce chapitre consiste donc à évaluer dans un premier temps les effets de deux modalités de travail du sol (conventionnel CT et simplifié ST) en interaction avec deux types d'apports (minéral et organique) sur les propriétés de rétention en eau après 5 ans de mise en place de cet essai. Une série de facteurs, à savoir le carbone organique du sol, la densité apparente et la distribution porale ont également été étudiés et reliés aux différences observées sur les propriétés de rétention en eau. Dans un second temps, nous évaluons la pertinence de la spectrométrie proche infrarouge, à travers l'indice SWSI, pour étudier les effets d'un tel type de pratiques agricoles.

V. 2. Résumé de l'étude

Le travail du sol a un effet important sur les propriétés physiques du sol. L'une des meilleures façons pour évaluer ces effets sur la structure du sol est de caractériser leurs effets sur les propriétés de rétention d'eau du sol. Les mesures *ex situ* sont souvent coûteuses et chronophages. La spectroscopie proche infrarouge des sols a été largement utilisée comme technique rapide, économique et non destructive pour prédire de nombreuses propriétés du sol, y compris la teneur en eau du sol (SWC). Toutefois, moins d'attention a été accordée à l'évaluation des effets d'autres propriétés physiques des sols sur les propriétés de rétention en eau. Dans cette étude, nous évaluons la capacité de la spectroscopie proche infrarouge (PIR) à évaluer les effets du travail du sol et de la fertilisation sur les propriétés de rétention en eau. L'étude a été réalisée sur des échantillons de sol limoneux ayant une teneur en carbone organique de l'ordre de $11,9 \text{ gkg}^{-1}$ et un pH de 5–6,5. Des blocs de sol non perturbés ont été prélevés au sein du site d'EFELE. L'essai a été mis en place en 2012, en combinant deux modes de travail du sol (conventionnel, CT et travail superficiel du sol, ST) avec deux types de fertilisation (minérale et organique). Six blocs de sol non perturbés ont été échantillonnés à chaque profondeur (0-15 cm et 15-25 cm) et à chaque modalité de pratique agricole. L'échantillonnage du sol a été effectué à deux dates différentes : à l'état initial de l'essai

expérimentale (2012) et après 5 ans de pratiques agricoles en 2017. Dans chaque bloc de sol, quatre mottes de 3-4 cm d'épaisseur sur 5-6 cm de largeur ont été collectées. Les mottes ont été saturées puis drainées et équilibrées à différents potentiels matriciels, de la saturation jusqu'au point de flétrissement permanent ($pF=4,2$). A chaque état d'humidité, les mottes de sol ont été scannées en trois exemplaires pour acquérir des spectres de réflectance entre 400 nm et 2500 nm en utilisant un spectroradiomètre portatif (ASD Fieldspec®). Nous nous sommes concentré sur la bande d'absorption proche de 1920 nm, qui est liée aux vibrations combinées de l'eau. Nous avons utilisé le nouvel indice spectral SWSI basé sur la largeur à mi-hauteur (FWHM) de cette bande. Nos résultats ont montré une relation linéaire entre l'indice spectral et la teneur en eau ($R^2>0,9$), quel que soit l'échantillon de sol. De plus, nos résultats ont montré que les deux paramètres de cette relation linéaire sont significativement corrélés avec la réserve utile en eau RU (WHC en anglais) et la qualité physique du sol. En se basant sur ces deux paramètres, nous avons constaté que les propriétés de rétention en eau étaient significativement plus élevées avec CT qu'avec ST. Cet effet significatif n'a été observé qu'à une profondeur de 15-25 cm. Dans l'ensemble, la qualité physique du sol est meilleure dans les sols labourés en conventionnel CT que dans les sols sous ST. Cependant, la qualité physique des sols sous CT en 2017 n'est pas significativement différente de la qualité à l'état initial en 2012. La fertilisation n'a pas eu d'effet significatif sur les propriétés de rétention en eau. Néanmoins, le fumier de bovin a amélioré la qualité physique des sols sous CT. Les résultats obtenus avec l'approche de spectroscopie PIR sont conformes aux résultats observés avec des approches traditionnelles. Les deux paramètres de la relation linéaire entre l'indice spectral et la teneur en eau sont pertinents pour évaluer les effets des pratiques agricoles sur les propriétés de rétention en eau et la qualité structurale du sol.

Ce chapitre a fait l'objet d'un article soumis à la revue internationale « Soil and Tillage Research », que nous insérons ci-après :

Soltani, I., Fouad, Y., Michot, D., Pichelin, & Cudennec, C. Relevance of a near infrared index for assessing tillage and fertilization effects on soil water retention properties.

Relevance of a near infrared index for assessing tillage and fertilization effects on soil water retention properties

I. Soltani, Y. Fouad, D. Michot, P. Pichelin & C. Cudennec

UMR SAS, Agrocampus Ouest, INRA 35000, Rennes, 65, rue de Saint Briec France

Abstract

Tillage is expected to have significant effects on soil physical properties, such as soil structure, and soil water retention (SWR) properties are among the relevant properties that allow these effects to be assessed. *Ex-situ* measurements are costly and time-consuming. Near infrared spectroscopy (NIRS) has been widely used as a rapid, cost-effective and nondestructive technique to predict many soil properties, including soil water content (SWC). Few studies, however, use NIRS to assess how variations in soil physical properties affect those in SWR. In this study, we explored the ability of NIRS to assess effects of soil tillage and fertilization on SWR properties. The study was performed on silty soil samples with 10.4 g kg⁻¹ of organic carbon content and pH of 5-6.5. Undisturbed soil blocks were collected from an experimental station located in Brittany, France. In 2012, the field was designed as a split-plot by combining two tillage practices (conventional tillage (CT) and shallow tillage (ST)) with two types of fertilization (mineral and organic). Six undisturbed soil blocks were sampled from each of two depths (0-15 cm and 15-25 cm) and each agricultural practice. Soil was sampled on two dates: before starting the treatment (2012) and after 5 years of tillage (2017). From each soil block, four aggregates 3-4 cm in wide and 5-6 cm long were collected. The whole aggregates were set at a number of matric potentials, from saturation up to permanent wilting point (pF=4.2). At given pressure head, soil samples were scanned in triplicate to acquire reflectance spectra from 400-2500 nm using a handheld spectrometer (ASD Fieldspec®). We focused on the absorption band near 1920 nm and used a new NIRS index based on the full width at half maximum of this band, called SWSI. Our results showed a linear relation between SWSI and SWC ($R^2 > 0.99$), regardless of the soil sample. Moreover, the slope and intercept of this linear relation were significantly correlated with water holding capacity (WHC) and soil physical quality. Using these parameters, we found that SWR properties were significantly greater under CT than under ST. This significant effect was observed only at 15-25 cm. Overall, soil physical quality was greater under CT than under ST but neither differed significantly from that at the initial state. Fertilization had no significant effect on SWR properties. Nevertheless, cattle manure improved the physical quality of soils under CT. The results obtained with the NIRS approach agreed with those of conventional approaches. More importantly, our results show that the slope and intercept of the linear relation between the NIRS index SWSI and SWC offer a way to summarize and assess effects of agricultural practices on SWR properties and soil structural quality.

Keywords: NIRS, NIRS index, SWSI, soil water retention, soil physical quality, tillage, fertilization.

1. Introduction

Improved soil management techniques require identifying tillage systems that are environmentally friendly and sustain crop yields. Therefore, there is growing interest in developing systems of shallow tillage (ST) as alternative technologies to conventional tillage (CT) (Roger-Estrade et al., 2010). CT systems have adverse effects on soil physical, chemical and biological properties that degrade soil ecosystems (IPBES, 2018). They may lead to breakdown of organic matter, loss of soil moisture and change of water balance, the spread of salinity, increased susceptibility to wind and water erosion, and loss of soil biodiversity (Strudley et al., 2008). Conservation tillage systems, such as no-tillage (NT) and ST, can therefore help protect subsoil against compaction, erosion and soil degradation. ST and NT have effects on soil physical properties, such as bulk density (BD), soil water content (SWC), soil stability (Bottinelli et al., 2017; Czyż and Dexter, 2008; Lipiec et al., 2006; Strudley et al., 2008) and soil physical quality (Dexter, 2004b; Kabiri et al., 2015). However, concern has been expressed that NT crop production could lead to excess soil compaction. Excess compaction may decrease soil aeration and crop root development, restricting water uptake, nutrient availability and overall crop growth (Dalal et al., 1991; Lipiec and Nosalewicz, 2004; Mahmoodlu et al., 2016). Compaction can be assessed by BD measurements and soil water retention (SWR) properties.

Accurate assessment of soil properties, traditionally using elemental analysis, is time-consuming and costly. Hence, sensor techniques are increasingly used to rapidly determine soil properties in the field (Minasny et al., 2014; Tauro et al., 2018). Among them, visible and near-infrared (NIR) spectroscopy have proven their potential for rapid estimation of several soil properties, including particle-size distribution (Gomez et al., 2013; Janik et al., 2009), soil aggregate-size distribution (Cañasveras et al., 2010; Sarathjith et al., 2014), pH (Viscarra Rossel and Behrens, 2010), soil organic carbon (SOC) content (Nocita et al., 2013) and cation-exchange capacity (Soriano-Disla et al., 2014).

Rather than only estimating specific points of the SWR curve, recent studies developed transfer functions for soil hydraulic properties using spectral reflectance data. Using multiple linear regression between soil hydraulic properties and multiple attributes of measured spectral reflectance, Santra et al. (2009) defined transfer functions, called spectrotransfer functions (STFs). They used stepwise regression analysis and principal-component-transformed spectral data (350–2500 nm) as well as mimicked Landstat-ETM+ spectral bands to estimate van Genuchten–Mualem (vGM) soil hydraulic parameters (α , n , and K_s) of the wet part of the SWR curve (pressure head > -80 kPa). Their results were promising for parameter n , but they failed to estimate parameters α and K_s . A major weakness of this approach is that the soil hydraulic parameters are estimated only from a small range of measured SWC. Other limitations include the use of disturbed soil samples, which usually lose some structural attributes, and that they are collected from topsoil. Thus, the STFs developed may be applicable only to topsoil soils. Using spectral data as PTF input provides an effective way of including temporal processes in hydrological models. Babaeian et al. (2015a, 2015b) derived and validated the accuracy of STFs and spectral pedotransfer functions (SPTFs) to predict the hydraulic parameters of the vGM SWR model. STFs relate hydraulic vGM parameters directly to spectral reflectance values, while SPTFs use additional basic soil data such as particle-size distribution and BD. The parametric STFs and SPTFs for the parameters of the vGM model were more accurate at low and intermediate water contents than pedotransfer functions, which were more accurate close

to saturation. Both STFs and SPTFs estimated the SWR curve with accuracy similar to that of pedotransfer functions.

Recently, Soltani et al. (2018) evaluated the potential of NIR spectroscopy to estimate SWC. They defined a spectral index called the “soil water spectral index” (SWSI), based on the full width at half maximum of the absorption band near 1920 nm. They showed that SWSI decreases linearly with an increase in SWC. Moreover, they found that the parameters of this linear relation were correlated with soil texture and SOC content. Furthermore, their results indicate that SWSI can be useful for studying effects of texture and SOC content on SWR properties, water holding capacity (WHC) and therefore soil structure.

Based on results of Soltani et al. (2018), we studied the effectiveness and robustness of the SWSI in estimating medium-term (five year) impacts of CT and ST combined with two fertilizer inputs on SWR properties. We present comparative analysis of spectral information and soil property data to assess tillage and fertilization impacts on SWR properties and soil physical quality.

2. Materials and methods

2.1. *Experimental site and tillage systems*

The study was performed at the experimental site EFELE (‘EFluents d’ELevage et Environnement’) in Le Rheu, western France (48°05’34.94” N, 1°48’54.27” W). This field experiment belongs to the French “Organic Residues” research observatory (SOERE PRO), which is a network of long-term field experiments dedicated to the study of impacts of organic residue application in agriculture (details of SOERE PRO and EFELE at www6.inra.fr/valor-pro_eng/Experimental-devices/EFELE). The EFELE site, established in 2012, assesses the agronomic value of composts and environmental impacts of organic waste from livestock production. The soils of EFELE are silty loam, classified as Epistagnic Haplic Luvisols according to the World Reference Base of Soil Resources (IUSS Working Group WRB, 2014), with a pH of 6.1, a SOC content of 10.4 g kg⁻¹ and particle-size distribution of 143 g kg⁻¹ clay, 705 g kg⁻¹ silt and 153 g kg⁻¹ sand in the upper 30 cm.

The experiment was designed as a randomized complete block (Figure V-1). It combined two tillage systems (CT and ST) and two fertilizer treatments (mineral and organic), resulting in four treatments, with three replicates of each treatment. The 12 plots (12.5 m × 8.7 m) were organized in a split-plot design. The crop rotation was maize (*Zea mays* L.) and winter wheat (*Triticum aestivum* L.), with a nitrogen (N) catch crop of mustard (*Sinapis hirta*) between wheat and maize.

The four treatments studied were i) CT with mineral fertilization (CTM), ii) CT with cattle manure (CTC), iii) ST with mineral fertilization (STM) and iv) ST with cattle manure (STC). The CT was deep plowing to a depth of 25 cm with a moldboard and circular spike, while the ST was performed to a depth of 12 cm with a chisel plow. The mineral fertilizer was N applied as ammonium nitrate, with a mean dose of 92 kg N/ha on maize and 118 kg N/ha on wheat. This dose was calculated by considering crop needs, soil mineralization rate and an annual input of 50 kg of P₂O₅/ha and 60 kg of K₂O. The organic fertilizer (cattle manure) was applied at a mean dose of 50 t/ha every two years beginning in 2012. This dose was calculated based on an annual input of 100 kg of P₂O₅/ha. The cattle manure provided more than 4 t/ha of organic matter per year.

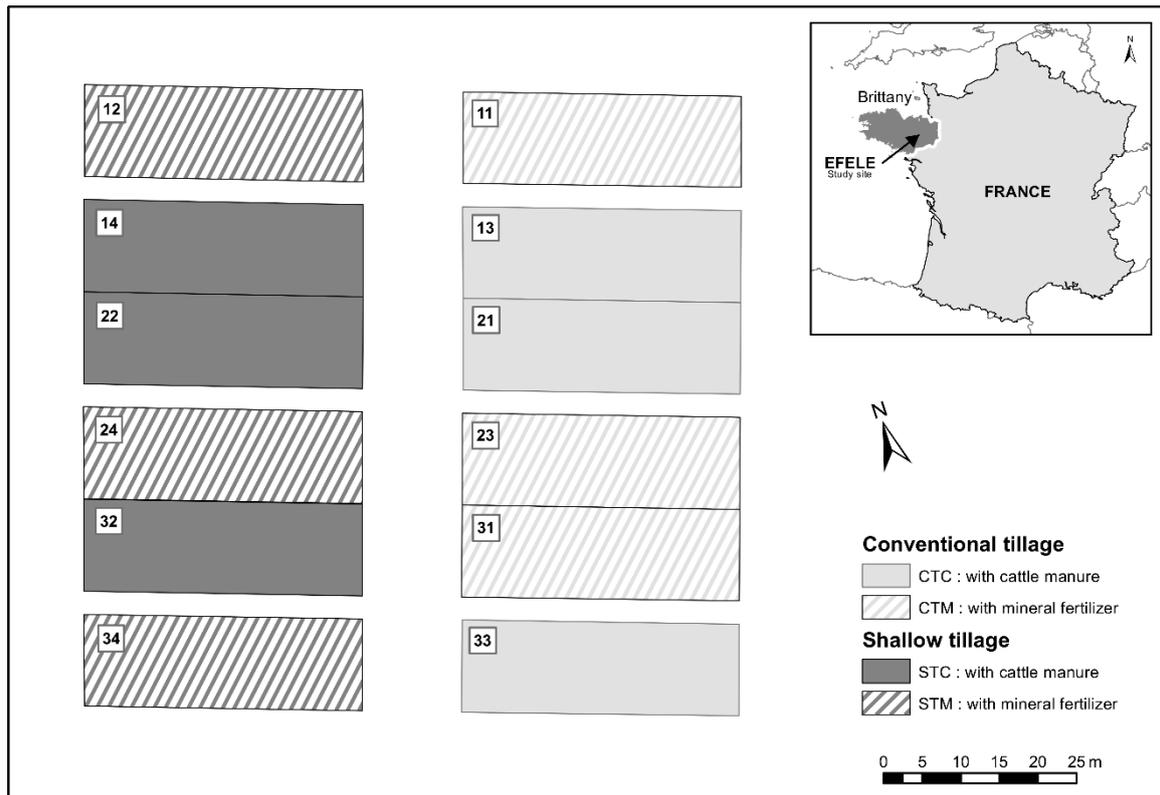


Figure V- 1. Location of the EFELE experimental site and the experimental design's plots (marked by identification number)

Two undisturbed soil blocks were collected from each plot: one each at 0-15 and 15-25 cm. Each plot's soil was sampled twice: in February 2012, to define the initial state (T0) before starting treatments, and in March 2017, after five years of treatments. After each sampling campaign, the 24 soil blocks collected were stored at 4°C until required for physical and spectral measurements.

2. 2. Assessment of effects of agricultural practices on soil hydraulic properties

2. 2. 1. Conventional approach based on soil physical and chemical properties

In the laboratory, each soil block was broken down at field capacity into aggregates approximately 3-4 cm wide and 5-6 cm long. Four aggregates were collected in quadruplicate for measurements. Once saturated with deionized water, all aggregates were placed on a suction table and then in a pressure cell to be gradually dried. Aggregates were brought successively to pressure heads of -1 and -3.2 kPa (corresponding to pF 1 and 1.5, respectively) on the suction table. Then, they were brought to pressure heads of -10, -20, -31.6, -63, -100, -316, -1000 and -1585 kPa (corresponding to pF 2, 2.3, 2.5, 2.8, 3, 3.5, 4 and 4.2, respectively) using a pressure cell following the ISO 11274 standard (AFNOR, 1998). At each pressure head, the soil aggregates were weighed. Finally, the aggregates were oven-dried at 105°C for 48 hours, after which their dry mass was weighed to determine their gravimetric SWCs at the matric potentials. Dry BD was measured for whole aggregates by the kerosene-displacement method (Abrol and Palta, 1968), according to the X31-505 standard (AFNOR, 1992). For each soil aggregate, gravimetric SWC was converted to volumetric SWC, and total porosity was

calculated assuming a particle density of 2.65 g cm^{-3} . The SWC of the four aggregates were averaged at different pressure heads, and their BDs were averaged after they were oven-dried and their BDs were measured following kerosene displacement. WHC for a specific thickness, z (cm), of soil was calculated as follows:

$$WHC = (SWC_{pF2.5} - SWC_{pF4.2}) \cdot BD \cdot z \quad (\text{Eq V- 1})$$

WHC was calculated for a standard thickness z of 10 cm. Based on SWR characteristics, we estimated pore-size distribution according to capillary theory (Ahuja et al., 1998), assuming that pores were cylindrical capillaries described by Jurin's equation:

$$S = \frac{2\gamma\cos\beta}{\rho gr} \quad (\text{Eq V- 2})$$

where S (m) is soil water suction ($S = -h$, the pressure head), r is the effective pore radius, γ is the surface tension of water (at 20°C , $\gamma=0.075 \text{ N m}^{-1}$), β is the contact angle of the water held in the pore (usually assumed to be zero, $\cos\beta = 1$), ρ is the density of water (1000 kg m^{-3} at 20°C), and g is gravitational acceleration (9.81 N kg^{-1}).

The diameter d (μm) of the largest pores was calculated with a simplified equation:

$$d = \frac{0.3}{S} \quad (\text{Eq V- 3})$$

It is well known that impacts of soil tillage and fertilization are directly related to major physical and chemical soil properties such as SWC, WHC, BD, porosity and SOC content. Thus, in the conventional approach, effects of tillage and fertilization on these properties were examined to infer their effects SWR properties. Additionally, impacts on soil structure and quality were estimated with an index of soil physical quality S_{Dexter} (Dexter, 2004a):

$$S_{Dexter} = -n(SWC_0 - SWC_r) \cdot \left[1 + \frac{1}{m}\right]^{-(1+m)} \quad (\text{Eq V- 4})$$

where SWC_0 ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) is SWC at saturation, SWC_r ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) is the residual soil water content, $n > 1$ is a measure of the pore-size distribution and m is an empirical constant that can be related to n such that $m = 1 - 1/n$ (Van Genuchten, 1980). During the adjustment process, SWC_r was found to be close to zero; thus, it was set to zero for all samples. In fact, S_{Dexter} equals the slope of the SWR curve at its inflection point (Dexter, 2004a). Dexter (2004b) showed that S_{Dexter} is linearly and positively correlated with friability and the ease of working the soil. Thus, as S_{Dexter} increases, soil compaction decreases, which reflects good soil structure.

2. 2. 2. Alternative approach with spectral measurements

Once the desired water pressure head was reached and after soil aggregates had been oven dried, reflectance spectra of soil samples were recorded with a full-range visible–NIR spectrometer (ASD Fieldspec® 3, Analytical Spectral Devices Inc., Boulder, CO, USA) from 350-2500 nm wavelengths, with a sampling interval of 1 nm. The ASD spectrometer was used in a bare fiber optic configuration with a 25° view angle. All spectra were recorded using a standard contact probe that embeds both an optical fiber and a halogen bulb light source with a color temperature of approximately 2901 K. This reduces errors associated with stray light during measurement and atmospheric water content. Before spectral acquisition of each soil sample, the ASD spectrometer was optimized on a dark current followed by white reference panel (Spectralon®).

Spectral measurements were taken in the laboratory in a dark room. At a given pressure head and for each soil aggregate, reflectance spectra were acquired in triplicate by slightly modifying the position of the contact probe. As a result, the single spectrum for a given soil aggregate at a given moisture was a mean of 30 scans, and the final spectrum used in the treatment was a mean of the three replicates. The total time for recording the spectra was standardized to 6 s per aggregate to avoid heating and drying of the samples. To exclude noisy ranges of visible–NIR spectra, the spectral interval was narrowed to 400–2500 nm. Each spectrum was corrected with a splice correction using ViewSpec Pro software (ASD Inc.) to remove the splicing noise near 1000 and 1800 nm between the three individual sensors. The reflectance values between 350 and 400 nm were removed because of their low signal-to-noise ratios (Mouazen et al., 2010), and the continuum removal technique (Clark and Roush, 1984) was applied to all spectral data. It was applied to ease interpretation of the absorption features in a diffuse reflectance spectrum by normalizing spectra to a common convex hull.

In this alternative approach, the spectral reflectance values, and more precisely the SWSI (Eq 5), referred to in Soltani et al. (2019), was used as unique predictor of the impacts of soil tillage and fertilization on SWR properties:

$$SWSI_i = 1 - \frac{FWHM_i}{FWHM_0} \quad (\text{Eq V- 5})$$

where i is a value of pressure head, $FWHM_i$ is the full width at half maximum at the i th pressure head and $FWHM_0$ is the full width at half maximum at saturation.

Thus, using spectral data, we calculated the $SWSI_i$ at the 11 available matric potentials: 0, –1, –3.2, –10, –20, –31.6, –63, –100, –316, –1000 and –1585 kPa. As in Soltani et al. (2019), the linear relation between SWSI and SWC was fitted for each soil sample to obtain the slope (i.e. rate of water release from soil pores) and intercept (i.e. SWC at saturation). Thus, as the intercept increases, the maximum WHC of the soil increases, and as the absolute value of the slope (AvS) increases, SWR decreases. We also used the projection and position of soil samples on the slope vs. intercept plane to study the impact of tillage and fertilization on soil structure and SWR properties.

2. 3. Statistical analysis

All statistical analyses were performed using the R statistical programming environment (v. 3.5.0). Descriptive statistics of basic soil properties and soil spectral data were calculated and tested for normality (at $P < 0.05$) using the Shapiro–Wilk test statistic. Analysis of variance (ANOVA) was used to determine the significance of the effects of tillage, fertilization and soil depth, and their interactions on soil physical and chemical properties and spectral data. Prior to ANOVAs, the data were tested for homoscedasticity using Bartlett’s test. When effects were significant at $P < 0.05$, means were compared with Fisher’s least significant difference (LSD) test. Pearson’s correlation analyses were also performed to explore correlations between soil properties (WHC, BD, sand:clay ratio and S_{Dexter}) and spectral parameter data (intercept and slope).

3. Results

3.1. Soil organic carbon content and bulk density

ANOVA showed that soil fertilization and depth had a significant effect on SOC content, but tillage did not (Table V-1). In contrast, only tillage had a significant effect on BD at $P < 0.05$.

Table V- 1. Results of one-way ANOVA with depth, fertilization and tillage as fixed effects on soil organic carbon content and bulk density.

Source of variation	Degrees of freedom	Soil organic carbon content				Bulk density				
		Sum of squares	Mean squares	<i>F</i> ratio	<i>P</i>	Sum of squares	Mean squares	<i>F</i> ratio	<i>P</i>	
Depth	Regression	1	43.5	43.5	114.1	<2e-16	0.0006	0.0006	0.2	0.663
	Residuals	118	45.0	0.4			0.3525	0.0030		
	Total	119	88.5				0.3531			
Fertilization	Regression	2	7.2	3.6	5.2	0.007	0.0044	0.0022	0.7	0.481
	Residuals	117	81.4	0.7			0.3487	0.0030		
	Total	119	88.53				0.3531			
Tillage	Regression	2	3.8	1.9	2.6	0.078	0.0215	0.0107	3.8	0.025
	Residuals	117	84.7	0.7			0.3316	0.0028		
	Total	119	88.53				0.3531			

Pairwise comparison of mean BD and SOC content between soil depths at T0 and under each treatment showed that SOC content was significantly higher at 0-15 cm (Table V-2). In addition, at 0-15 cm, cattle manure fertilization had significantly higher SOC than T0 or mineral fertilization. In contrast, SOC content of mineral fertilization did not differ significantly from that at T0. This positive effect of cattle manure on SOC content was much more noticeable at 0-15 cm, for which cattle manure fertilization had SOC content 10% higher than that of T0 and 7% higher than that of mineral fertilization. Furthermore, under cattle manure fertilization, SOC content at 15-25 cm was 13% lower than that at 0-15 cm. Although five years of tillage had no significant effect on SOC content, ST had slightly higher SOC content at 0-15 cm than T0 or CT. In contrast, CT had significantly higher SOC content at 15-25 cm than T0 or ST.

Table V- 2. Effect of tillage and fertilization treatments on soil bulk density and soil organic carbon content at depths of 0-15 cm and 15-25 cm, compared to the initial state (T0). The T0 values are averaged for all 12 plots while the values for each treatment are averaged for its 3 plots.

Soil property and depth	Treatments*				
	T0	STM	STC	CTM	CTC
Soil organic carbon content (g kg ⁻¹)					
0-15 cm	10.7 (0.1) ^c	11.3 (0.1) ^b	12.1 (0.1) ^a	10.8 (0.1) ^c	11.5 (0.1) ^b
15-25 cm	10.2 (0.1) ^b	9.4 (0.1) ^c	9.6 (0.1) ^c	10.4 (0.1) ^b	10.8 (0.1) ^a
Bulk density					
0-15 cm	1.56 (0.01) ^b	1.60 (0.01) ^a	1.55 (0.03) ^b	1.60 (0.01) ^a	1.62 (0.01) ^a
15-25 cm	1.59 (0.01) ^{ab}	1.55 (0.01) ^b	1.59 (0.01) ^{ab}	1.58 (0.02) ^{ab}	1.59 (0.01) ^a
Particle-size distribution at 0-15 cm (g kg ⁻¹)					
Clay	143	143	149	140	145
Silt	705	707	702	711	701
Sand	153	151	149	149	154

Values with different letters are significantly different ($P < 0.05$) according to ANOVA. Values with the same letter within each row belong to the same homogeneous group according to Fisher's least significant difference test, and values without letters do not differ among treatments. Standard errors of means are indicated in parentheses.

*STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure.

Tillage effects on BD were significant at 0-15 cm (Tables V-1 and 2). After 5 years of tillage, BDs at 0-15 cm under CT were significantly higher (by ca. 4%) than that at T0. Under CT, BDs at 15-25 cm decreased by 2%. Generally, BD did not differ appreciably between the two depths at T0 or under ST. BDs at 15-25 cm did not differ significantly among T0, ST or CT. Likewise, fertilization inputs had no significant effect on BD; however, BDs under mineral fertilization were slightly higher than those under T0 and cattle manure (Table V-1).

3. 2. Soil water retention characteristics

SWR characteristics from 0-15 cm did not differ significantly between T0 and the treatments, or among the four treatments, but they did so at 15-25 cm (Table V-3). At a pressure head of -3.2 kPa, SWR under CT was 6% greater than that at T0 and 4% greater than that under ST. At -31.6 kPa, SWR under CT was 8% greater than that at T0 and 10% greater than that under ST. At -1585 kPa, tillage had no significant effect on SWR characteristics. WHC showed a significant effect of tillage only at 15-25 cm, and WHCs were highest under CT. Under CT, WHC was 9% higher than that at T0 and 12% higher than that under ST. In addition, SWR characteristics did not differ significantly among mineral fertilizer, cattle manure or T0. Nevertheless, mean SWCs at a pressure head of -3.2 kPa were 4% higher with mineral fertilization than at T0. Overall, compared to T0, both mineral fertilization and cattle manure increased SWC at -3.2 and -31.6 kPa. SWC and WHC were highest (by 8%) under CTC, at

15-25 cm. Thus, SWR characteristics were greater in tilled layers (CT, ST at 0-15 cm) than in untilled layers (T0, ST at 15-25 cm).

Table V- 3. Effects of depth, fertilization and tillage treatments on soil water content (SWC) and water holding capacity (WHC) at three pressure heads (near saturation (−3.2 kPa), field capacity (−31.6 kPa) and permanent wilting point (−1585 kPa)), compared to the initial state (T0).

Matric potential (kPa)	Treatments*				
	T0	STM	STC	CTM	CTC
0-15 cm					
SWC (cm ³ cm ⁻³)					
−3.2	0.432 (0.004) ^a	0.448 (0.010) ^a	0.440 (0.011) ^a	0.446 (0.011) ^a	0.439 (0.009) ^a
−31.6	0.375 (0.008) ^a	0.369 (0.006) ^a	0.380 (0.012) ^a	0.383 (0.008) ^a	0.391 (0.006) ^a
−1585	0.113 (0.001) ^{bc}	0.110 (0.004) ^c	0.121 (0.004) ^{ab}	0.122 (0.002) ^a	0.114 (0.002) ^{abc}
WHC (mm) **					
−31.6 to −1585	26.2 (0.8) ^a	25.9 (0.7) ^a	26.0 (1.4) ^a	26.1 (0.8) ^a	27.6 (0.7) ^a
15-25 cm					
SWC (cm ³ cm ⁻³)					
−3.2	0.431 (0.005) ^b	0.450 (0.011) ^{ab}	0.429 (0.012) ^b	0.442 (0.011) ^b	0.470 (0.008) ^a
−31.6	0.366 (0.009) ^{bc}	0.366 (0.008) ^{bc}	0.355 (0.006) ^c	0.378 (0.008) ^b	0.415 (0.004) ^a
−1585	0.115 (0.001) ^{ab}	0.107 (0.001) ^b	0.120 (0.004) ^a	0.121 (0.005) ^a	0.117 (0.002) ^a
WHC (mm)**					
−31.6 to −1585	25.4 (1.0) ^{bc}	25.9 (0.8) ^b	23.5 (0.7) ^c	25.6 (0.8) ^{bc}	29.8 (0.4) ^a

Notes: Values with different letters are significantly different ($P < 0.05$) according to ANOVA. Values with the same letter within each row are not significantly different according to the probability of mean differences at $\alpha = 0.05$ with Fisher's least significant difference test. Standard errors of means are indicated in parentheses.

*STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure.

**WHC was calculated for standard thickness of 10 cm

Regarding the difference in SWC between T0 and the treatments as a function of pressure head, SWC increased under CT but decreased under ST (Figure V-2). The largest differences for all treatments were observed at pressure heads of −31.6 kPa. SWC increased much more under CTC than under ST, mainly at pressure heads higher than −100 kPa, reflecting an increase in porosity. Consequently, the curve of change in SWC can be described by ranges of head pressure: i) low (> -3.2 kPa), ii) medium (−3.2 to −31.6 kPa), iii) high (−31.6 to −1000 kPa) and iv) very high (< -1000 kPa). At low-pressure heads, SWC of all treatments increased compared to that at T0, with no significant difference between CT and ST. At medium-pressure heads, CTC had a greater effect than all other treatments. Moreover, ST had a negative effect on SWC, unlike at T0 and under CT. At high-pressure heads, CTC always had higher SWCs than those at T0 and under all other treatments. Furthermore, SWCs under ST were significantly lower than those at T0 and under CT. However, the difference in SWC between T0 and the treatments became small and non-significant at pressures below −1000 kPa.

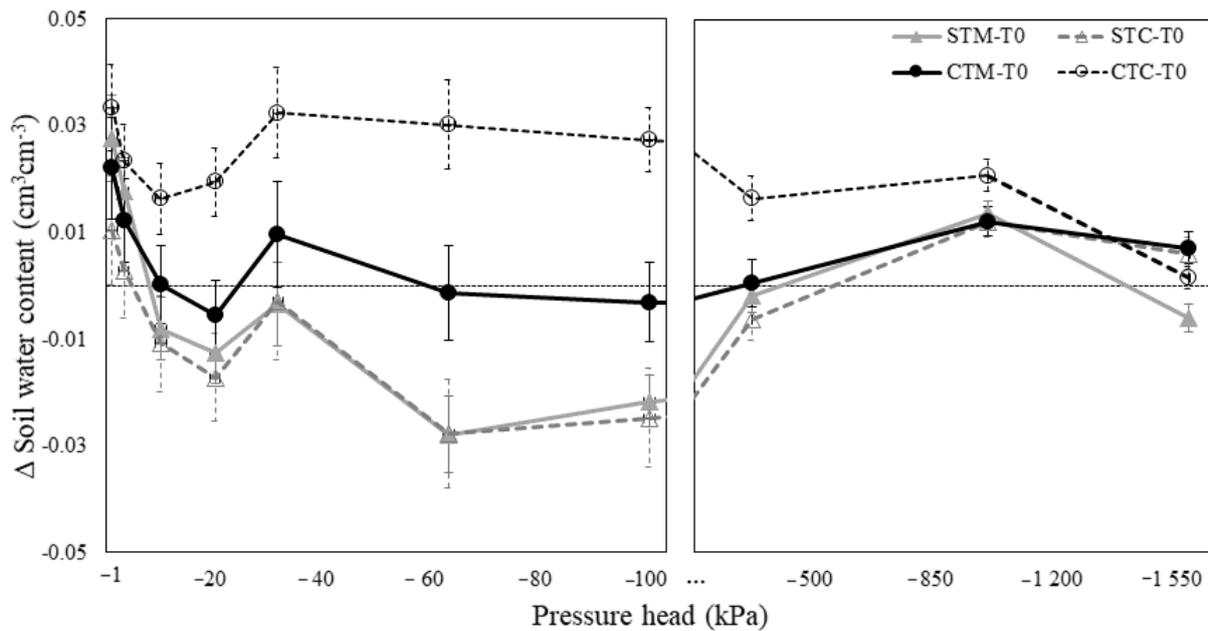


Figure V- 2. Difference between mean soil water content under four treatments (CTC, CTM, STC and STM) and that at the initial state (T0) as function of pressure head. Error bars indicate 1 standard error. STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure

3. 3. Pore-size distribution

Soil tillage and fertilization greatly modified the pore-size distribution (Figure V-3). Macropore (diameter > 100 μm) volume was significantly larger under ST and CT than at T0 at both depths. Mesopore (30-100 μm) volume did not differ significantly among treatments except under STM, which had significantly larger mesopore volume than T0 or the other treatments, regardless of depth. Small pores (0.2-30 μm , “storage micropores”), occupied the majority (ca. 50%) of pore volume, and their volume did not differ significantly among treatments at 0-15 cm, although it did at 15-25 cm. Compared to T0, at 15-25 cm, STC had the smallest volume of storage micropores, while CTC had the largest volume. At 0-15 cm depth, the volume of very small pores (< 0.2 μm , “residual micropores”), was significantly larger under CTM than those under STM or at T0, while at 15-25 cm it was significantly smaller under STM than that at T0.

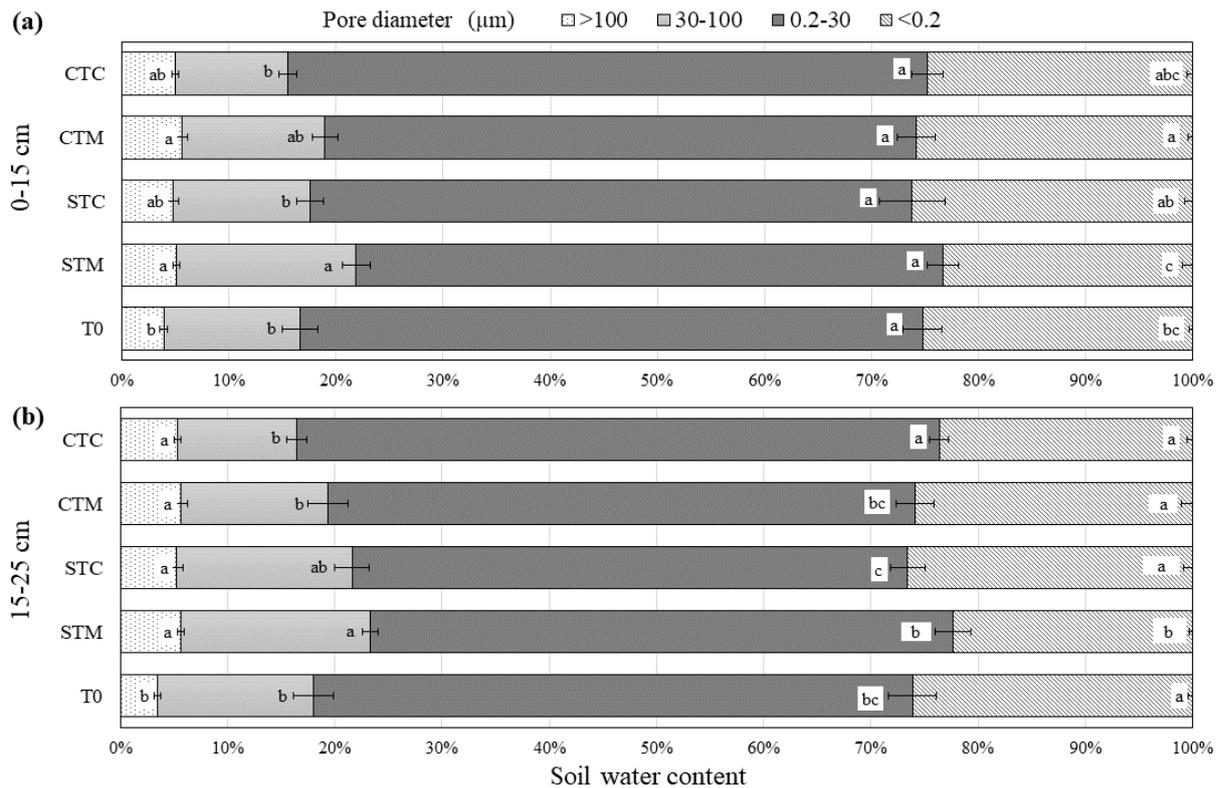


Figure V- 3. Pore-size distribution of soil samples at two depths at the initial state (T0) and under four treatments: STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer; CTC, conventional tillage with cattle manure. Error bars indicate 1 standard error. Values with different letters are significantly different ($P < 0.05$) according to ANOVA.

3. 4. Soil structure and soil quality

Soil tillage had a significant ($P < 0.001$) effect on the soil physical quality index, S_{Dexter} . At 15-25 cm, CTC had significantly higher values of S_{Dexter} (i.e. better soil structure) than both ST treatments or T0 (Figure V-4). At both depths, STM had significantly lower S_{Dexter} than T0, but the other treatments had no significant effects at 0-15 cm. In addition, S_{Dexter} values under STC varied widely at 0-15 cm (Figure V-4).

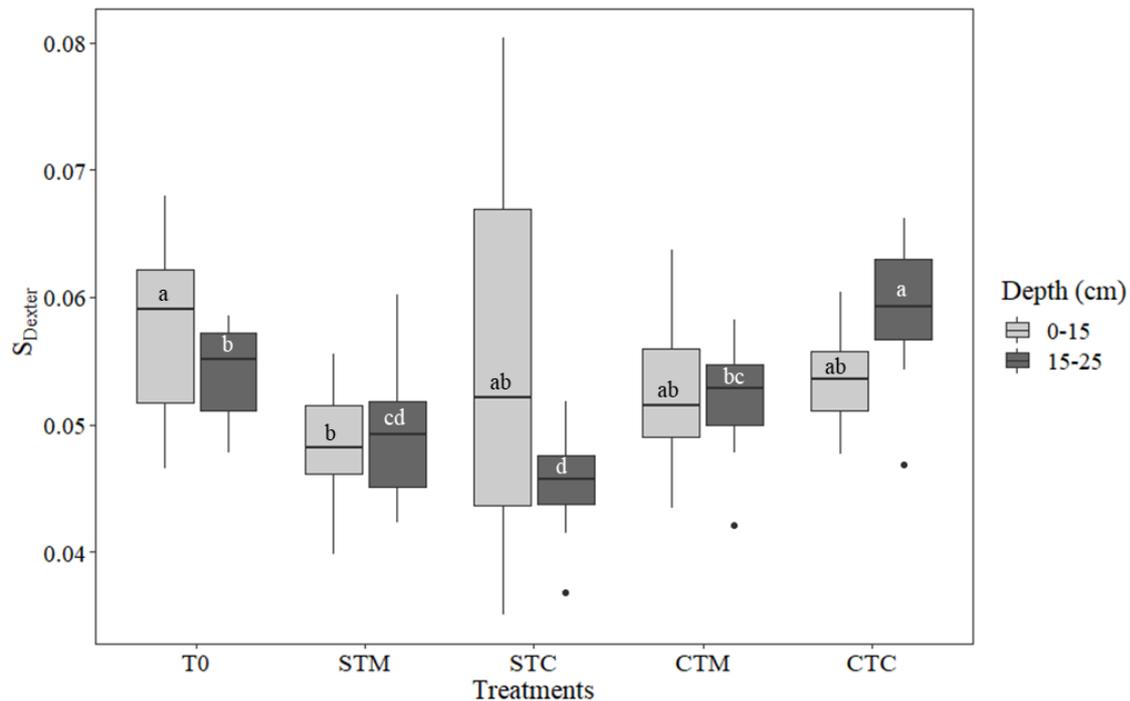


Figure V- 4. The S_{Dexter} index of soil physical quality at two depths before (T0) and after five years of treatment (STM, STC, CTM and CTC). Whiskers represent 1.5 times the interquartile range. Values with different letters are significantly different ($P < 0.05$) according to ANOVA. STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure

3. 5. Using SWSI to assess soil tillage and fertilizer impacts

Examining relations between SWC and SWSI for all soil samples, measured SWC showed a highly significant ($P \ll 10^{-8}$) linear relation with SWSI ($R^2 > 0.99$, Table V-4), decreasing as SWSI increased (Figure V-5). These results agree with those of Soltani et al. (2019), who found a decreasing linear relation between SWC and SWSI. Slopes of the regression lines ranged from -1.28 (CTC at 15-25 cm) to -1.17 (STC at 0-15 cm). In subsequent analysis, we examined the absolute value of the slope (AvS).

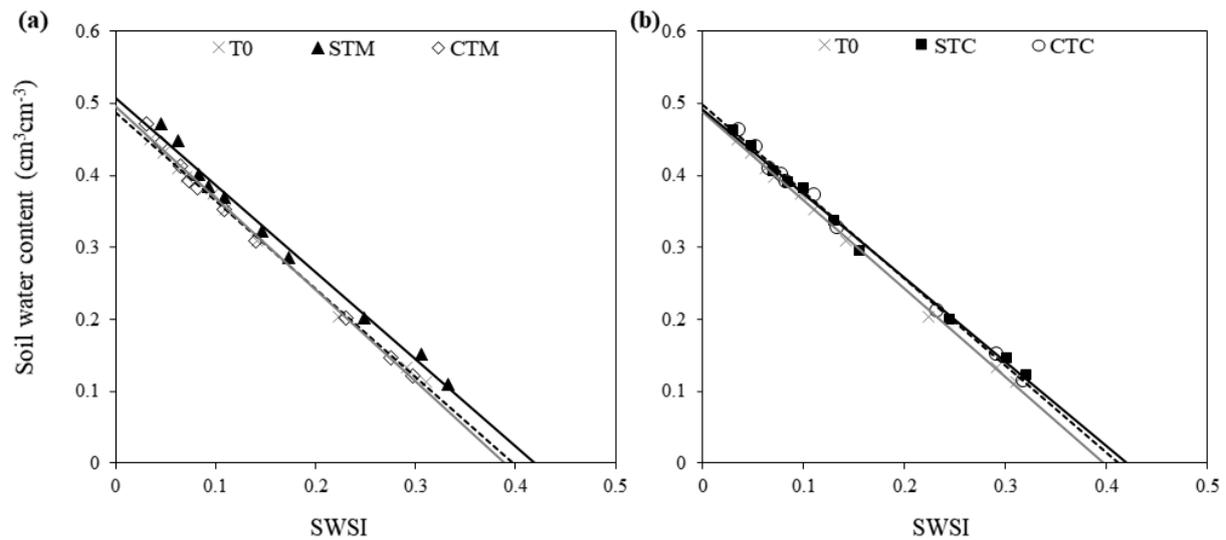


Figure V- 5. Soil water content at 0-15 cm as function of soil water spectral index (SWSI) for four treatments: a) mineral fertilization with shallow tillage (STM) and conventional tillage (CTM); b) cattle manure fertilization with shallow tillage (STC) and conventional tillage (CTC). Treatments are compared to samples from T0, the initial state before tillage and fertilization began in 2012.

Table V- 4. The absolute value of the slope and the intercept of the relation between the soil water spectral index and soil water content for soil samples from two depths at the initial state (T0) and under four treatments; STM, shallow tillage with mineral fertilizer; STC, shallow tillage with cattle manure; CTM, conventional tillage with mineral fertilizer and CTC, conventional tillage with cattle manure

Depth	Treatment	Intercept		Slope		Residuals			R^2
		Intercept (Se)	Pr(> t)	AvS (Se)	Pr(> t)	Se	Adj. R^2	p -value	
0-15 cm	T0	0.488 (0.003)	5.41E-15	1.23 (0.02)	5.11E-12	0.006	99.8	5.12E-12	99.8
	STM	0.508 (0.008)	2.88E-12	1.21 (0.04)	1.79E-09	0.013	99	1.79E-09	99.1
	STC	0.491 (0.004)	3.99E-14	1.17 (0.02)	3.62E-11	0.008	99.6	3.62E-11	99.7
	CTM	0.495 (0.005)	7.75E-14	1.27 (0.03)	7.80E-11	0.008	99.5	7.80E-11	99.6
	CTC	0.497 (0.004)	1.81E-14	1.21 (0.02)	2.07E-11	0.007	99.7	2.07E-11	99.7
15-25 cm	T0	0.493 (0.002)	4.17E-16	1.20 (0.01)	3.37E-13	0.004	99.9	3.37E-13	99.9
	STM	0.505 (0.008)	5.15E-12	1.22 (0.04)	2.93E-09	0.014	98.9	2.93E-09	99.0
	STC	0.494 (0.006)	5.41E-13	1.21 (0.03)	3.25E-10	0.01	99.3	3.25E-10	99.4
	CTM	0.501 (0.004)	7.94E-15	1.23 (0.02)	6.34E-12	0.006	99.8	6.34E-12	99.8
	CTC	0.529 (0.004)	1.67E-14	1.28 (0.02)	1.71E-11	0.008	99.7	1.71E-11	99.7

Standard errors of means are indicated in parentheses.

The slope and intercept of the linear relation between SWC and SWSI were influenced mainly by soil tillage and fertilization (Figure V-5, Table V-4). At 0-15 cm, STM had the largest intercept (0.508), while T0 had the smallest (0.488) (Table 4). At the same depth, CTM had the largest AvS (1.27), while STC had the smallest (1.17). At 15-25 cm, CTC had the largest intercept and AvS (0.529 and 1.28, respectively), while T0 had the smallest (0.493 and 1.20, respectively). ANOVA of the intercept and AvS (Table V-5) indicated that only tillage had a significant effect at $P < 0.05$ on AvS, and no interaction was found between the three factors (depth, tillage and fertilization).

Table V- 5. Results of one-way ANOVA of the intercept and absolute value of the slope (AvS) of the relation between the soil water spectral index and soil water content with depth, fertilization and tillage as fixed effects

Source of variation	Degrees of freedom	Sum of squares	Mean squares	<i>F ratio</i>	<i>P</i>	
AvS	Depth	1	0.0043	0.00433	0.474	0.4924
	Fertilization	2	0.0107	0.00534	0.586	0.5584
	Tillage	1	0.0515	0.05153	5.65	0.0191
	Residuals	115	1.0489	0.00912		
	Total	119	1.1154	0.07032		
Intercept	Depth	1	0.00199	0.001991	1.236	0.269
	Fertilization	2	0.00277	0.001383	0.859	0.426
	Tillage	1	0.00102	0.001023	0.635	0.427
	Residuals	115	0.18523	0.001611		
	Total	119	0.19101	0.006008		

Pooling the two depths and graphing mean AvS vs. the mean intercept at T0 and under the four treatments (Figure V-6), their distribution in the plane was related to both soil tillage and fertilization. The mean intercept ranged from 0.49-0.51, while mean AvS ranged from 1.18-1.24. For both types of fertilization, CT had larger AvS than T0 and ST. Moving from T0 to STC, mean AvS decreased and thus SWR increased. STM had mean AvS similar to that at T0. Thus, moving from T0 to STM, the mean intercept increased, while moving from STC to STM, both mean AvS and the mean intercept increased. Consequently, the soil under STM had higher maximum WHC than that at T0.

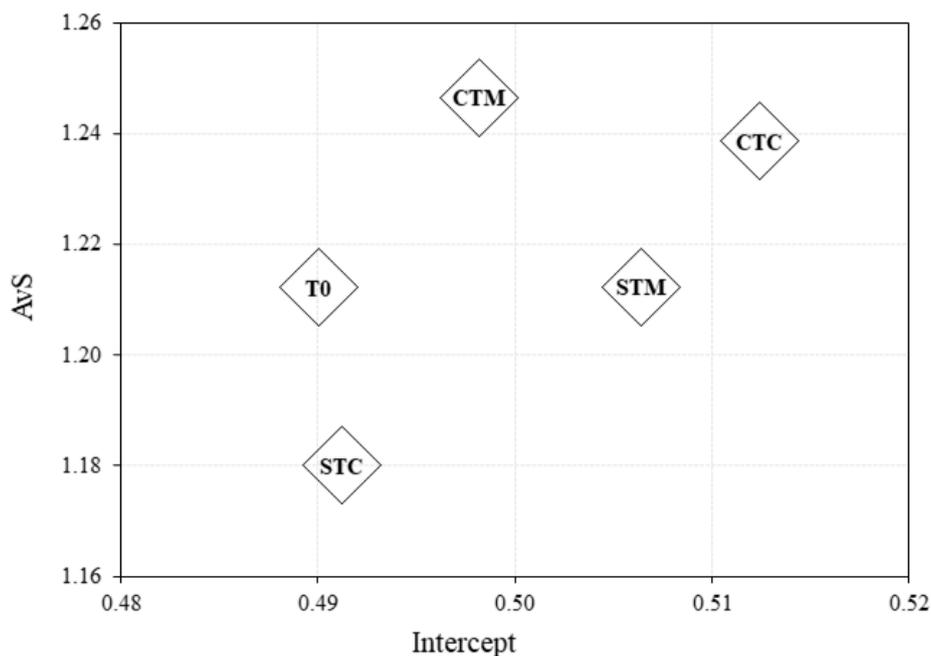


Figure V- 6. Mean intercept vs. mean absolute value of the slope (AvS) of the relation between the soil water spectral index and soil water content at the initial state (T0) and under four treatments, regardless of depth. STM is shallow tillage with mineral fertilizer; STC is shallow tillage with cattle manure; CTM is conventional tillage with mineral fertilizer and CTC is conventional tillage with cattle manure.

3. 6. Correlation between soil physical properties and the AvS and intercept

Pearson correlations between AvS, the intercept and soil physical and chemical properties (BD, WHC, SOC content and S_{Dexter}) (Table V-6) generally agreed with the previous results. AvS was positively and significantly correlated with WHC ($r = 0.60$) and S_{Dexter} ($r = 0.26$) but not with BD or SOC content. The intercept was also positively and significantly correlated with WHC ($r = 0.70$) and S_{Dexter} ($r = 0.32$) and negatively (but not significantly) correlated with BD ($r = -0.18$).

Table V- 6. Pearson correlation matrix of the absolute value of the slope (AvS) and intercept of the relation between the soil water spectral index and soil water content and soil properties (soil organic carbon (SOC) content, bulk density (BD), water holding capacity (WHC), and the Dexter index of soil physical quality (S_{Dexter})).

	AvS	Intercept	SOC	BD	WHC	S_{Dexter}
AvS	1.00					
Intercept	0.79***	1.00				
SOC	-0.16	0.19	1.00			
BD	-0.03	-0.18	-0.25	1.00		
WHC	0.60***	0.70***	0.19*	-0.29*	1.00	
S_{Dexter}	0.26**	0.32**	0.10	-0.50*	0.71***	1.00

*** significant at $P < 0.001$; ** significant at $P < 0.01$; * significant at $P < 0.05$

4. Discussion

4. 1. *Impacts on soil organic carbon content*

Effects of soil tillage and fertilization on soil properties vary, and these variations depend on the system chosen. Many studies have compared the influence of CT and ST on soil physical, chemical and biological properties, often reporting contradicting results (Alvarez and Steinbach, 2009; Balesdent et al., 2000; Kabiri et al., 2015). The effects of tillage and fertilization on SOC content dynamics have long been studied because of their impacts on soil quality and functioning. As expected, organic fertilization immediately increases SOC content, generally in proportion to the amount of carbon applied (Larney and Angers, 2012). Our results showed significantly higher SOC content after five years of cattle manure fertilization than of mineral fertilization. Besides fertilization, SOC content was higher under ST than under CT. In this case, the positive effect of ST on SOC content was observed only at 0-15 cm, and CT had higher SOC contents at 15-25 cm than ST. In ST soils, crop residues and cattle manure enter and decompose in the topsoil. Thus, SOC content at 0-15 cm is generally higher under ST than CT. The fresh organic matter that is lost during tillage and decomposes at depth can also explain the high SOC content under CT at 15-25 cm. Many studies tend to show considerably higher rates of carbon mineralization in the topsoil under ST or NT than under CT (Bescansa et al., 2006; Green et al., 2007). Our results suggest that five years of CT and cattle manure input increase SOC contents.

4. 1. *Impacts on bulk density*

Regarding BD, reviews of effects of tillage systems on BD have yielded contradictory results. Some studies found that BD increased under NT compared to CT or ST (Alvarez and Steinbach, 2009; Bescansa et al., 2006; Osunbitan et al., 2005; Salem et al., 2015). Conversely, other reviews found inconsistent effects of tillage systems on BD and total porosity (Kabiri et al., 2015; Strudley et al., 2008). In the present study, BD at 0-15 cm was higher under both ST and CT than at T₀, which agrees with results of Strudley et al. (2008). BD was also slightly higher under CT than under ST, perhaps due to the longer persistence of loosened soil after chiseling than after moldboard plowing (Richard et al., 2004). The decrease in BD after ST agrees with results obtained by Green et al. (2003), Moret and Arrúe (2007) and Strudley et al. (2008), among others. However, BD decreased only at 0-15 cm, with no significant difference between ST and CT at 15-25 cm, which is similar to results of Ferreras et al. (2000). These results suggest that soils under CT were denser, most likely due to subsequent compaction in the topsoil. Plant root development may have increased soil porosity and consequently decreased BD under ST, since ST could favor more root development in the topsoil. Indeed, increases in soil porosity due to the increase in SOC content at 15-25 cm in tilled soils may explain the lower BD in the plots studied.

4. 2. *Impacts on pore-size distribution*

Soil porosity is a key characteristic controlling SWR properties and plant root development, but it is also an important indicator of soil physical quality influenced by agricultural practices. Tillage generally affects structural porosity, which results from the arrangement of soil aggregates, but not textural porosity, which is determined mainly by soil texture (Guérif et al., 2001). In the present study, soil porosity was significantly lower under both CT and ST at 0-15

cm than at T0, but no significant difference was observed at 15-25 cm. The decrease in topsoil porosity, especially structural, was due mainly to the decrease in soil volume during compaction, due in part to the use of tractors. Pore size distribution describes the complexity of structure in far more detail than porosity alone. For example, it is the fundamental basis for the concept of aggregates. Pore size can be divided among micropores, macropores, and in some definition, mesopores. In the present study, CT and ST showed differences in soil behavior due to water and air movement. The percentage of macropores was higher at 0-15 cm under CT and ST than at T0, with no significant difference in the percentage between CT and ST. Macropores play a major role in water movement and also serve as channels for root development and solute movement (Jarvis, 2007). Differences in macropore distribution between tilled soil (CT and ST) and T0 were most likely the result of less soil disturbance at T0. CT generally disrupts macroaggregates mechanically (Kabiri et al., 2015). Our findings agree with results of Ferreras et al. (2000) and Bescansa et al. (2006). Other studies have also reported fewer macropores under CT than under conservation tillage (Osunbitan et al., 2005). Mesopore distribution did not differ significantly among treatments. Only STM had a greater volume of mesopores than other treatments. The pore-size distribution also indicated no significant difference in the percentage of micropores among CT, ST and T0. The results of pore-size distribution agree with the behavior of BD and tillage-induced pores. Pore-size distribution is also modified by fertilization. The complex chemical and physical characteristics of fertilizers have variable effects on aggregation. Fertilizer applications generally increase soil aggregation and can increase both macroporosity and microporosity. This probably explains the increase in the volume of micropores at 15-25 cm under CTC.

4. 3. *Impacts on soil water retention properties*

The relation between pore-size distribution and SWR properties among soil tillage systems and fertilization is complex. Water is held in the spaces (pores) between soil particles and within films surrounding these particles. SOC content and particle-size distribution affect a soil's ability to retain moisture and its WHC. The sum of the adsorbed and retained SWC is equal to the saturated SWC (Liu et al., 2013). Many factors can influence WHC, and the response to tillage may be uncertain (Strudley et al., 2008). Azooz and Arshad (2001) measured SWR at six matric suctions from 5-160 kPa and found that the rate of soil drying at 0-30 cm was significantly higher under CT than NT, while the rate of wetting was significantly higher under NT. In the present study, SWR characteristics, particularly WHC, were greater under CT than at T0 or under ST. The differences in SWR observed between tillage systems are consequences of a change in the pore-size distribution for compaction in a range of sizes that correspond to pores that contribute to SWR. Our results showed that tillage and fertilization affect SWR properties for pressure head ranging from -1 to -1585 kPa. The SWC retained from -1 to -31.6 kPa increased, which corresponds to an increase in the volume of macro- and mesopores. In the same way, the increase in SWC retained from -31.6 to -1582 kPa would correspond to the increase in the volume of storage micropores. The presence of small pores could have favored higher SWC, and under CT, cattle manure fertilization helped maintain higher SWC at 15-25 cm.

4. 4. *Impacts on soil structure quality*

Soil physical quality, as indicated by S_{Dexter} , was adequate for the soil and layers studied. Regardless of treatment, mean S_{Dexter} lay above the critical value (0.035) proposed by Dexter (2004a), indicating good soil structural and physical quality. Even after the repeated traffic of five years of ST and CT, the soil maintained good structure. In addition, S_{Dexter} tended to increase in treatments with organic fertilization rather than mineral fertilization. It is likely that the spreading of cattle manure increased SOC content and improved soil structure. SOC content is an important indicator of soil quality because of its significant effects on soil physical, chemical and biological properties. SOC is closely related to soil aggregate formation and stabilization (Balesdent et al., 2000). It is also strongly affected by agricultural management practices such as tillage (Six et al., 2002). In general, increasing SOC content can generally improve aggregate stability, suggesting that organic fertilization promotes greater structural stability and subsequently an improvement in soil structural quality.

According to Dexter (2004a), S_{Dexter} generally decreases with increasing BD, in agreement with the data shown here, in which the lowest S_{Dexter} values coincided with the highest BDs. The relation between S_{Dexter} and BD, however, depends on soil texture (Dexter, 2004a). Recently, Naderi-Boldaji and Keller (2016) found a positive correlation between soil compaction and $Ln(1/S_{\text{Dexter}})$ that is less sensitive to soil texture. By the way, S_{Dexter} in the topsoil was generally lower under CT and ST than at the initial state. The compaction of topsoil due to the use of tractors in CT and ST could explain the decrease in S_{Dexter} and thus soil physical quality. Moreover, the decrease in BD at 15-25 cm under CTC resulted in significantly higher S_{Dexter} than at T0. S_{Dexter} is derived from the SWR curve. Therefore, it is closely related to pore-size distribution, which agrees with the variations in pore-size distribution observed among the treatments.

4. 5. *Utility of SWSI for evaluating soil tillage impacts on SWR properties*

In addition to the effects observed on SWR properties and soil quality, we considered the effect of tillage and fertilization on soil NIR reflectance. We are particularly interested in the NIR spectral index SWSI developed by Soltani et al. (2019) and the parameters of the SWC-SWSI relation. SWSI showed a significant linear relation with measured SWC, with an $R^2 > 0.99$ for all soil samples, which agrees with results of Soltani et al. (2019). They obtained a similar linear relation between SWC and SWSI from several soil samples taken from the organo-mineral A horizon (0-30 cm) in Brittany. SWC decreases linearly as SWSI increases. As suggested by Soltani et al. (2019), AvS indicates how much SWC changes during drying due to a change of one unit of SWSI. The smaller AvS is, the smaller is the change in SWC and the associated amount of water released. AvS is thus related to SWR. The intercept was obtained when SWSI equaled zero, which was at saturation for FWHM and corresponded to the theoretical value of SWC at saturation. According to Soltani et al. (2019), the intercept and AvS appeared relevant for studying effects of texture and SOC content on SWR properties. Therefore, the distribution and relative positions of soil samples in the plane of the graph of intercept vs. AvS result from the combination of their respective porosity and SWR capacity. In the present study, only soil tillage had a significant effect on AvS and therefore on SWR properties. Moreover, the correlation matrix showed significant positive correlations between WHC, S_{Dexter} and the two parameters (intercept, AvS). This thus explains the overall consistency observed between soil

sample distribution in the plane and effects of agricultural practices on physical and chemical parameters (e.g. porosity, WHC, S_{Dexter} , BD, SOC content). For example, cattle manure fertilization and the increase in SOC content had a pronounced effect on the intercept and AvS under CT, which also had the highest WHC.

The soil under CTC, which had a larger intercept and AvS than that at T0 or under ST, thus behaved structurally better than the other soil samples. Moreover, CTM and T0 obviously differ in the plane. These results are also supported by S_{Dexter} values that show a similar trend. The smaller intercept and AvS under ST agreed with the lower values of S_{Dexter} observed under these treatments.

5. Conclusion

In the present study, we used two approaches to study effects of five years of tillage and fertilization on SWR properties and soil structural quality. The first approach consisted of using soil physical, chemical and SWR properties to assess effects of agricultural practices on SWR properties and then on soil structural quality. The second approach used spectral soil information to study effects of tillage and fertilization on SWR properties and structural quality. This second approach is derived from results obtained by Soltani et al. (2018), based on the water characteristic absorption band near 1920 nm. We further compared the results of the two approaches.

Five years of tillage and organic fertilization significantly impacted SWR properties. CT generally had a more positive effect on SWR properties than ST or T0. SWC, WHC and porosity were greater under CT than under ST. S_{Dexter} under CT was also greater than that under ST, indicating a generally positive effect on physical soil quality, but did not differ significantly from that at T0. Overall, fertilization had no significant effect on soil properties, which directly influence SWR. Nevertheless, cattle manure fertilization played an important role in improving the physical quality of tilled soils. To achieve these results, several soil properties were analyzed, but similar results have been achieved when analyzing only NIR spectral properties of soil. Our results suggest that AvS and the intercept of the linear relation between SWSI and SWC were relevant for studying effects of tillage and fertilization on SWR properties and soil structural quality. Even more, plotting the intercept vs. AvS offers a way to summarize and assess impacts of agricultural practices on these properties. An increase in the intercept and AvS was generally associated with an improvement in soil quality.

Our findings suggest that spectral information, as a promising alternative approach, can be used to assess SWR properties and soil structural quality. Reflectance is a dynamic soil property that can change rapidly due to changes in soil composition, compaction, structural degradation and biological processes. Using spectral data, one can infer a variety of soil properties that may influence SWR properties and soil quality. Since five years is a medium term, some effects were not significantly discriminated. It thus appears that our alternative method would likely be even more relevant in long-term trials. Along with reflectance, the SWR curve (SWC vs. pressure head) is one of the key characteristics of soils that reflects much soil information. For example, S_{Dexter} is theoretically derived from the inflection point of the SWR curve. Estimating hydraulic properties at multiple locations, even within an agricultural field, is time-consuming and costly. Nevertheless, in the present study, NIRS showed promising results for studying SWR properties. Therefore, further research could focus on estimating SWSI to predict the SWR curve.

Acknowledgements

The EFELE field experiment forms part of the SOERE-PRO (network of long-term experiments dedicated to the study of impacts of organic waste product recycling) certified by ALLENI (Alliance Nationale de Recherche pour l'Environnement) and integrated as a service of the "Investment d'Avenir" infrastructure AnaEE-France, overseen by the French National Research Agency (ANR-11-INBS-0001). The authors gratefully acknowledge T. Morvan for the access to the EFELE site and F. Gaillard for assisting the on-field works. The authors appreciate also the help rendered by Ms. P. Breger and Mr. R. Dubois during sample collections, measurements of soil retention properties and spectral acquisition in the laboratory. The first author is supported by a Ph.D. grant from the Tunisian Republic.

References

- Abrol, I.P., Palta, J.P., 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. *Soil Science* 106, 465–468.
- AFNOR, 1992. Norme X31–505. Qualité des sols—Méthodes physiques—Méthode de détermination du volume apparent et du contenu en eau des mottes. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR, 1998. Norme NF ISO 11274. Qualité du sol—Détermination de la caractéristique de la rétention en eau—Méthodes de laboratoire. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- Ahuja, L.R., Fiedler, F., Dunn, G.H., Benjamin, J.G., Garrison, A., 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1228–1233.
- Alvarez, R., Steinbach, H.S., 2009. A review of the effects of tillage systems on some soil physical properties, water content, nitrate availability and crops yield in the Argentine Pampas. *Soil and Tillage Research* 104, 1–15.
- Azooz, R.H., Arshad, M.A., 2001. Soil water drying and recharge rates as affected by tillage under continuous barley and barley–canola cropping systems in northwestern Canada. *Canadian Journal of Soil Science* 81, 45–52.
- Babaeian, E., Homae, M., Montzka, C., Vereecken, H., Norouzi, A.A., 2015a. Towards retrieving soil hydraulic properties by hyperspectral remote sensing. *Vadose Zone Journal* 14.
- Babaeian, E., Homae, M., Vereecken, H., Montzka, C., Norouzi, A.A., van Genuchten, M.T., 2015b. A comparative study of multiple approaches for predicting the soil-water retention curve: hyperspectral information vs. basic soil properties. *Soil Science Society of America Journal* 79, 1043–1058.
- Balesdent, J., Chenu, C., Balabane, M., 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research* 53, 215–230.
- Bescansa, P., Imaz, M.J., Virto, I., Enrique, A., Hoogmoed, W.B., 2006. Soil water retention as affected by tillage and residue management in semiarid Spain. *Soil and Tillage Research* 87, 19–27.
- Bottinelli, N., Angers, D.A., Hallaire, V., Michot, D., Le Guillou, C., Cluzeau, D., Heddadj, D., Menasseri-Aubry, S., 2017. Tillage and fertilization practices affect soil aggregate stability in a humic cambisol of northwest France. *Soil and Tillage Research* 170, 14–17.

- Cañasveras, J.C., Barrón, V., del Campillo, M.C., Torrent, J., Gómez, J.A., 2010. Estimation of aggregate stability indices in Mediterranean soils by diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma* 158, 78–84.
- Clark, R.N., Roush, T.L., 1984. Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 89, 6329–6340.
- Czyż, E.A., Dexter, A.R., 2008. Soil physical properties under winter wheat grown with different tillage systems at selected locations. *International Agrophysics* 22, 191–200.
- Dalal, R.C., Henderson, P.A., Glasby, J.M., 1991. Organic matter and microbial biomass in a vertisol after 20 yr of zero-tillage. *Soil Biology and Biochemistry* 23, 435–441.
- Dexter, A.R., 2004a. Soil physical quality — Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma* 120, 201–214.
- Dexter, A.R., 2004b. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tith and hard-setting. *Geoderma* 120, 215–225.
- Ferreras, L.A., Costa, J.L., Gracia, F.O., Pecorari, C., 2000. Effect of no-tillage on some soil physical properties of a structural degraded petrocalcic paleudoll of the southern "pampa" of Argentina. *Soil and Tillage Research* 54, 31–39.
- Gomez, C., Le Bissonnais, Y., Annabi, M., Bahri, H., Raclot, D., 2013. Laboratory Vis–NIR spectroscopy as an alternative method for estimating the soil aggregate stability indexes of Mediterranean soils. *Geoderma* 209–210, 86–97.
- Green, T.R., Ahuja, L.R., Benjamin, J.G., 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma* 116, 3–27.
- Green, V., Stott, D., Cruz, J., Curi, N., 2007. Tillage impacts on soil biological activity and aggregation in a Brazilian Cerrado Oxisol. *Soil and Tillage Research* 92, 114–121.
- Guérif, J., Richard, G., Durr, C., Machet, J.M., Recous, S., Roger-Estrade, J., 2001. A review of tillage effects on crop residue management, seedbed conditions and seedling establishment. *Soil and Tillage Research* 61, 13–32.
- IPBES, 2018. Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services. The assessment report of land degradation and restoration, p. 965.
- Janik, L.J., Forrester, S.T., Rawson, A., 2009. The prediction of soil chemical and physical properties from mid-infrared spectroscopy and combined partial least-squares regression and neural networks (PLS-NN) analysis. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 97, 179–188.
- Jarvis, N.J., 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *Eur. J. Soil Sci.* 58, 523–546.
- Kabiri, V., Raiesi, F., Ghazavi, M.A., 2015. Six years of different tillage systems affected aggregate-associated SOM in a semi-arid loam soil from Central Iran. *Soil and Tillage Research* 154, 114–125.
- Larney, F.J., Angers, D.A., 2012. The role of organic amendments in soil reclamation: A review. *Canadian Journal of Soil Science* 92, 19–38.
- Lipiec, J., Kuś, J., Słowińska-Jurkiewicz, A., Nosalewicz, A., 2006. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. *Soil and Tillage Research* 89, 210–220.

- Lipiec, J., Nosalewicz, A., 2004. The effects of soil compaction on plant root growth, function and stomatal diffusive resistance, In: Lipiec, J., Nosalewicz, A., Józefaciuk, G. (Eds.), *Plant growth in relation to soil physical conditions*. IA PAS Press, Lublin, Poland, pp. 86–94.
- Liu, Y., Gao, M., Wu, W., Tanveer, S.K., Wen, X., Liao, Y., 2013. The effects of conservation tillage practices on the soil water-holding capacity of a non-irrigated apple orchard in the Loess Plateau, China. *Soil and Tillage Research* 130, 7–12.
- Mahmoodlu, M.G., Raof, A., Sweijen, T., van Genuchten, M.T., 2016. Effects of sand compaction and mixing on pore structure and the unsaturated soil hydraulic properties. *Vadose Zone Journal* 15.
- Minasny, B., Malone, B., Stockmann, U., Odgers, N., McBratney, A.B., 2014. *Pedometrics. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*.
- Moret, D., Arrúe, J.L., 2007. Characterizing soil water-conducting macro- and mesoporosity as influenced by tillage using tension infiltrometry. *Soil Science Society of America Journal* 71, 500–506.
- Mouazen, A.M., Kuang, B., De Baerdemaeker, J., Ramon, H., 2010. Comparison among principal component, partial least squares and back propagation neural network analyses for accuracy of measurement of selected soil properties with visible and near infrared spectroscopy. *Geoderma* 158, 23–31.
- Naderi-Boldaji, M., Keller, T., 2016. Degree of soil compactness is highly correlated with the soil physical quality index S. *Soil and Tillage Research* 159, 41–46.
- Nocita, M., Stevens, A., Noon, C., van Wesemael, B., 2013. Prediction of soil organic carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma* 199, 37–42.
- Osunbitan, J.A., Oyedele, D.J., Adekalu, K.O., 2005. Tillage effects on bulk density, hydraulic conductivity and strength of a loamy sand soil in southwestern Nigeria. *Soil and Tillage Research* 82, 57–64.
- Richard, G., Sillon, J.F., Cousin, I., Bruand, A., 2004. Travail du sol, structure et fonctionnement hydrique du sol en régime d'évaporation. *Etude et gestion des sols, association française pour l'étude des sols* 11, 59–68.
- Salem, H.M., Valero, C., Muñoz, M.Á., Rodríguez, M.G., Silva, L.L., 2015. Short-term effects of four tillage practices on soil physical properties, soil water potential, and maize yield. *Geoderma* 237–238, 60–70.
- Santra, P., Sahoo, R.N., Das, B.S., Samal, R.N., Pattanaik, A.K., Gupta, V.K., 2009. Estimation of soil hydraulic properties using proximal spectral reflectance in visible, near-infrared, and shortwave-infrared (VIS–NIR–SWIR) region. *Geoderma* 152, 338–349.
- Sarathjith, M.C., Das, B.S., Vasava, H.B., Mohanty, B., Sahadevan, A.S., Wani, S.P., Sahrawat, K.L., 2014. Diffuse reflectance spectroscopic approach for the characterization of soil aggregate size distribution. *Soil Science Society of America Journal* 78, 369.
- Six, J., Feller, C., Denef, K., Ogle, S.M., de Moraes, J.C., Albrecht, A., 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils—effects of no-tillage. *Agronomie* 22, 755–775.
- Soltani, I., Fouad, Y., Michot, D., Bréger, P., Dubois, R., Cudennec, C., 2019. A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content. *Eur. J. Soil Sci.* 70, 151–161.

Soriano-Disla, J.M., Janik, L.J., Viscarra Rossel, R.A., MacDonald, L.M., McLaughlin, M.J., 2014. The performance of visible, near-, and mid-infrared reflectance spectroscopy for prediction of soil physical, chemical, and biological properties. *Applied Spectroscopy Reviews* 49, 139–186.

Strudley, M., Green, T., Ascoughii, J., 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research* 99, 4–48.

Tauro, F., Selker, J., van de Giesen, N., Abrate, T., Uijlenhoet, R., Porfiri, M., Manfreda, S., Caylor, K., Moramarco, T., Benveniste, J., Ciraolo, G., Estes, L., Domeneghetti, A., Perks, M.T., Corbari, C., Rabiei, E., Ravazzani, G., Bogen, H., Harfouche, A., Brocca, L., Maltese, A., Wickert, A., Tarpanelli, A., Good, S., Lopez Alcala, J.M., Petroselli, A., Cudennec, C., Blume, T., Hut, R., Grimaldi, S., 2018. Measurements and Observations in the XXI century (MOXXI): innovation and multi-disciplinarity to sense the hydrological cycle. *Hydrological Sciences Journal* 63, 169–196.

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.

Viscarra Rossel, R.A., Behrens, T., 2010. Using data mining to model and interpret soil diffuse reflectance spectra. *Geoderma* 158, 46–54.

V. 3. Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons eu deux objectifs principaux. Le premier était d'évaluer les effets de pratiques agricoles, notamment le travail du sol et de la fertilisation, sur les propriétés de rétention en eau des sols. Le deuxième était de vérifier si, en comparaison avec les méthodes conventionnelles, la spectroscopie proche infrarouge peut être pertinente pour évaluer ces effets sur les propriétés de rétention et la qualité physique des sols.

Nos résultats montrent qu'après cinq ans d'exploitation de l'essai expérimental de EFELE, seul le travail du sol a eu un effet significatif. Nous n'avons constaté de différence significative entre le travail conventionnel et le travail simplifié du sol qu'à 15-25 cm de profondeur. A cette profondeur, les propriétés de rétention en eau ont été significativement améliorées avec le travail du sol conventionnel par rapport à l'état initial des sols et par rapport au travail du sol simplifié. La fertilisation n'a pas eu d'effet significatif sur les propriétés de rétention en eau. Quant à la qualité physique du sol, l'effet du travail du sol apparaît être dépendant de la profondeur et de la fertilisation apportée. Nous constatons que le travail du sol conventionnel améliore la qualité des sols par rapport au travail simplifié, mais sans différence significative systématique par rapport à l'état initial. Nous pouvons même dire que la qualité physique de la couche superficielle (0-15 cm) était meilleure à l'état initial. Par ailleurs, nous avons constaté que l'apport de fumier de bovin associé au travail conventionnel améliore significativement la qualité physique de sol à une profondeur de 15-25 cm. Globalement, quel que soit le type de fertilisation apportée, il apparaît que le travail du sol conventionnel améliore les propriétés de rétention en eau et la qualité physique des sols, surtout en profondeur.

Ces résultats ont été comparés aux résultats obtenus en utilisant uniquement la pente et l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire entre l'indice SWSI et la teneur en eau, dans le prolongement des résultats obtenus dans les Chapitres 3 et 4. Pour l'approche conventionnelle, seul le travail du sol montre un effet significatif sur la pente de la relation linéaire. Globalement, les valeurs absolues de pente les plus élevées ont été obtenues avec le travail du sol conventionnel, ce qui est fortement en accord avec la distribution porale. Par ailleurs, plus la valeur absolue de pente est élevée, plus les forces de rétention de l'eau du sol sont faibles et cela ne peut être dû qu'à une augmentation de la porosité du sol. Les valeurs de l'ordonnée à l'origine qui sont théoriquement équivalentes aux teneurs en eau à saturation, montrent elles aussi une augmentation avec le travail du sol conventionnel. Nous avons utilisé le plan basé sur les valeurs de l'ordonnée à l'origine en abscisse et les valeurs absolues de pente en ordonnée pour évaluer la qualité physique des sols. Nous avons constaté qu'effectivement cette qualité physique des sols était meilleure avec le travail du sol conventionnel par rapport au travail du sol simplifié. Par contre la qualité après un travail du sol conventionnel n'est pas significativement meilleure qu'à l'état initial, sauf en cas d'apport du fumier de bovin.

Dans l'ensemble, les résultats sur les effets des pratiques agricoles que nous avons obtenus avec l'indice spectral SWSI sont similaires à ceux que nous avons obtenus avec l'interprétation de différentes propriétés du sol. Toutefois, il faut avoir à l'esprit que nos données sur l'essai EFELE sont obtenues après seulement 5 années d'exploitation. Les effets que nous observons

sont des effets à moyen terme ce qui expliquerait que certains ne soient pas encore discriminés de manière significative. Malgré cela, nos résultats suggèrent que les deux paramètres de la relation linéaire entre l'indice SWSI et la teneur en eau sont pertinents pour l'étude des effets du travail du sol et de la fertilisation sur les propriétés. On peut donc espérer que notre approche donnera de meilleurs résultats quand il s'agira d'évaluer les effets à long terme. Nos résultats prometteurs nous encouragent donc à poursuivre et à aller plus loin dans l'étude des propriétés de rétention en eau par spectrométrie proche infrarouge.

La courbe de rétention en eau est une caractéristique très importante du sol, dont la forme donne beaucoup d'informations sur les propriétés physiques du sol. L'importance de cette caractéristique du sol a induit beaucoup d'études dans le but de l'estimer, la caractériser et la modéliser. Dans le chapitre suivant, nous examinons le potentiel de la spectroscopie proche infrarouge, en particulier l'indice SWSI, dans l'étude des courbes de rétention en eau.

Chapitre VI– Etude de courbe caractéristique de rétention en eau avec l'indice SWSI

VI.1. Introduction

Les propriétés hydrauliques des sols non saturés sont indispensables pour comprendre le fonctionnement hydrique des sols et traiter les problèmes d'écoulement et de transfert de masse à travers les sols. L'une des propriétés hydrauliques essentielles est la courbe caractéristique de rétention en eau du sol qui est la relation entre le potentiel matriciel du sol (h) et la teneur en eau θ du sol. Cette relation $\theta(h)$ est une caractéristique spécifique pour un sol donné. Elle contient des variables très importantes, résumées par les suctions d'entrée d'air et résiduelle, ainsi que leurs valeurs respectives de θ et du degré de saturation. Plusieurs modèles empiriques ont été développés pour estimer cette propriété hydraulique, comme le modèle de Van Genuchten (1980) et le modèle de Brooks and Corey (1964). Les paramètres de ces modèles sont généralement obtenus par ajustement des points expérimentaux de la courbe de rétention $\theta(h)$. Estimer indirectement la courbe caractéristique est alors très intéressant compte tenu de la simplicité et de l'économie qui caractérise la procédure.

Différents modèles, connus sous le nom de fonctions de pédotransfert (FPTs), ont été développés pour prédire la courbe caractéristique de rétention en eau. Les FPTs ont généralement la forme d'une relation mathématique entre la teneur en eau volumique (θ) ou massique (W) à une valeur de potentiel de pression donnée et des caractéristiques du sol aisément accessibles (Bruand *et al.*, 2002; Romano & Palladino, 2002; Pachepsky & Rawls, 2003; Al Majou *et al.*, 2007; Patil & Singh, 2016). Elles peuvent avoir également la forme d'une relation mathématique entre d'une part, les paramètres d'un modèle de courbe de rétention en eau et d'autre part des propriétés fondamentales du sol (Bastet *et al.*, 1998; Bruand *et al.*, 2002; Al Majou *et al.*, 2007; Vereecken *et al.*, 2010; Zou *et al.*, 2016). De telles caractéristiques sont le plus souvent la composition granulométrique, la teneur en carbone organique (CO) et la densité apparente (D_a) du sol. Bien que ces FPTs soient d'un grand intérêt, de par leur flexibilité par rapport aux méthodes conventionnelles, pour prédire des propriétés hydrauliques des sols, elles nécessitent un grand ensemble de données d'entrée, ce qui est un facteur limitant pour leur fiabilité. De plus, les FPTs sont développées localement et ne peuvent être utilisées en dehors de la zone d'étude et du contexte pédoclimatique pour lesquels elles ont été étalonnées (Li *et al.*, 2007). Ainsi, la création d'une grande base de données sur les sols pour le développement de FPTs fiables spécifiques à une région se révèle être une démarche chronophage et coûteuse. La synthèse bibliographique publiée par Bastet *et al.* (1998) a par ailleurs montré que les FPTs proposées dans la littérature de l'époque avaient été établies à partir de mesures réalisées sur des sols dont la composition est très imprécise.

Au cours des dernières années, plusieurs études ont porté sur le potentiel de la spectroscopie des sols, qui est généralement utilisée en conditions de laboratoire, pour fournir des prédicteurs

permettant d'estimer un grand nombre de propriétés du sol notamment, la teneur en eau (Dalal & Henry, 1986; Hummel *et al.*, 2001; Liu *et al.*, 2002; Lobell & Asner, 2002; Whiting *et al.*, 2004; Mouazen *et al.*, 2006; Li *et al.*, 2012). De surcroît, depuis leur publication, seules quelques études ont cherché à aller plus loin dans l'utilité de cette approche pour étudier les propriétés hydrauliques du sol en développant des fonctions de transfert à l'aide de données de réflectance spectrale, plutôt que d'estimer uniquement la teneur en eau du sol. Santra *et al.* (2009) ont défini des fonctions de transfert, appelées fonctions de spectrotransfert (FSTs), en faisant appel à des relations de régression linéaire multiple entre les propriétés hydrauliques et des mesures spectrales du sol dans la région 350-2500nm. En utilisant ces FSTs, ils ont estimé les paramètres de la courbe de rétention en eau définis dans le modèle de Van Genuchten (1980) et leurs résultats étaient prometteurs uniquement pour le paramètre en relation avec la distribution porale, n . Une restriction particulière dans leur étude réside dans l'utilisation d'échantillons de sol perturbé et par conséquent, les propriétés structurales du sol ne sont pas entièrement prises en compte. Babaeian *et al.* (2015b) ont eux aussi développé des FSTs pour prédire les paramètres hydrauliques du modèle de Van Genuchten (1980). Ces FSTs étaient plus précises aux faibles et moyennes teneurs en eau par rapport aux PTFs qui étaient plus performantes au voisinage de la saturation.

L'objectif de ce chapitre est d'apprécier l'intérêt de la spectroscopie PIR dans l'évaluation de la courbe de rétention pour les échantillons du sol prélevés dans le cadre de l'essai EFELE. Pour étudier les effets de la teneur en CO et de la texture sur la courbe $\theta(h)$, les échantillons d'horizons A organo-minéraux étudiés au Chapitre III, issus du programme Sols de Bretagne, ont également été pris en compte (<http://www.sols-de-bretagne.fr/>). Un autre objectif est de chercher à ajuster les paramètres du modèle de Van Genuchten (1980) qui est le plus souvent utilisé dans la littérature.

VI.2. Caractérisation du jeu des données

VI.2.1. Effets de l'humidité sur la réflectance du sol

Pour étudier en détail les effets de la teneur en eau sur la réflectance dans le visible et le proche infrarouge (350–2500 nm), nous avons appliqué la technique du « continuum removed » (CR). Les spectres CR des différents échantillons des sols étudiés sont présentés à différentes valeurs du potentiel matriciel en allant de la saturation jusqu'au séchage à l'étuve à 105°C (Figure VI-1). Chaque spectre CR est une moyenne des 4 répétitions de chaque traitement du sol à une valeur de pF donné. Les bandes d'absorption les plus importantes qui sont liées à l'eau libre ou à l'eau dans des minéraux argileux se situent aux environs de 1440 et de 1920 nm et sont clairement affectées par la teneur en eau. L'analyse des spectres CR montre que plus le sol est sec, plus la réflectance est élevée et plus la profondeur de ces deux bandes diminue ce qui correspond au comportement rapporté dans la littérature (Whiting *et al.*, 2004; Stenberg *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2010; Knadel *et al.*, 2014; Wang *et al.*, 2016). Pour tous les échantillons des sols étudiés, l'augmentation de la teneur en eau a causé des augmentations prononcées dans les deux bandes caractéristiques proches de 1440 et de 1920 nm. Une bande d'absorption plus faible, initialement masquée par la bande au voisinage de 1920 nm, peut également être observée autour de 2200 nm lorsque le sol devient de plus en plus sec. Cette bande d'absorption est identifiée comme étant caractéristique des minéraux argileux présents dans le sol.

La Figure VI-1 montre également que la bande d'absorption près de 1920 nm est plus profonde que celle près de 1440 nm, ce qui signifie que la caractéristique d'absorption de 1920 nm est plus sensible aux variations de la teneur en eau. Ces observations sont conformes à celles qui ont déjà été rapportées dans la littérature (Stenberg *et al.*, 2010; Zhu *et al.*, 2010; Knadel *et al.*, 2014) et avec nos résultats du chapitre III. Une description de ces bandes d'absorption a été faite en détail dans les chapitres précédents. La Figure VI-1 montre aussi qu'il y a très peu de différence entre les spectres obtenus entre la saturation et pF1,5, ce qui peut s'expliquer par le fait que les sols très saturés ont la particularité d'avoir à la fois de l'eau libre dans leurs porosités et de l'eau adsorbée sur les surfaces des particules du sol. De même, entre pF0,3 et pF2, les signaux des spectres de sol dominés par l'eau masquent d'autres informations. Lobell and Asner (2002) ont constaté que la réflectance du sol diminue avec l'augmentation de la teneur en eau jusqu'à une valeur seuil de teneur en eau au-dessus de laquelle une unité d'eau supplémentaire n'engendre plus de variation au niveau du spectre de réflectance. Pour notre jeu de donnée, cette teneur en eau seuil est équivalente à pF1,5 ; d'où l'apparence similaire des spectres entre la saturation et pF1,5 (Figure VI-1).

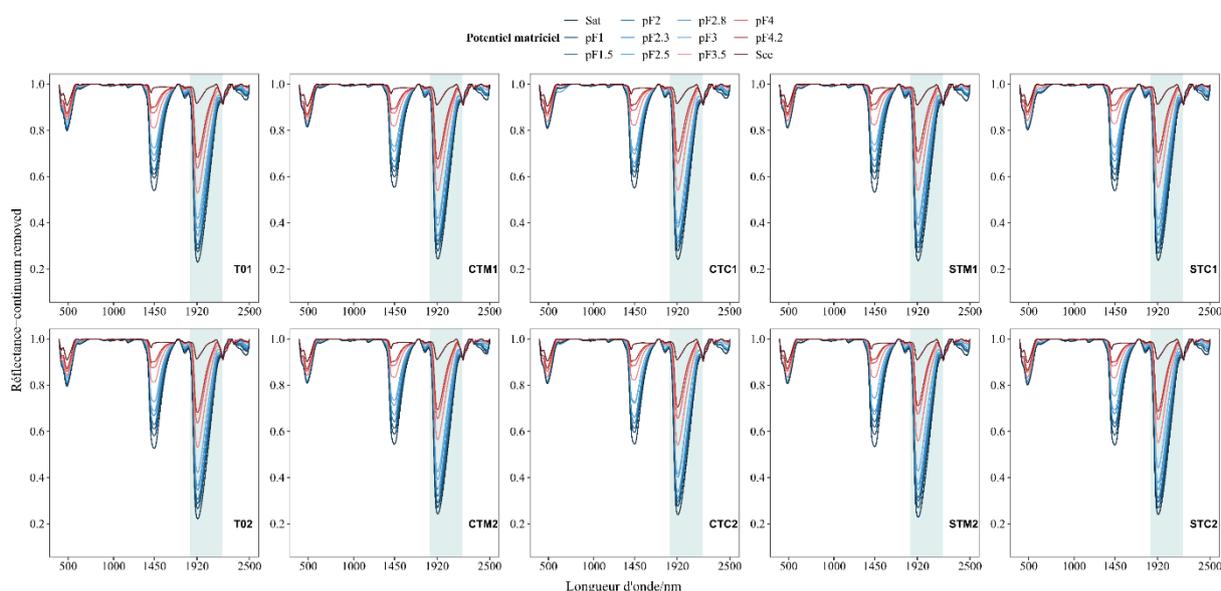


Figure VI- 1. Les spectres moyens de réflectance « continuum removed » (CR) des différents échantillons des sols : T0, l'état initial (2012); CTM, travail du sol conventionnel avec un apport minéral ; CTC, travail du sol conventionnel avec un apport du fumier de bovin ; STM, travail du sol superficiel avec un apport minéral; STC, travail du sol superficiel avec un apport de fumier de bovin. Les sols sont collectés à deux profondeurs : 1, 0-15cm et 2, 15-25cm.

Dans le chapitre III, nous avons utilisé la largeur à mi-hauteur (« full width at half maximum » - FWHM en anglais) de la bande d'absorption 1920 nm comme un indicateur pertinent pour caractériser la variation de la teneur en eau. Sur ce jeu des données des sols du site EFELE nous pouvons constater le même comportement de FWHM par rapport à la variation de la teneur en eau du sol. La valeur de FWHM augmente avec la teneur en eau du sol. Par conséquent, ce paramètre du spectre PIR (FWHM) pourrait être pertinent dans l'étude des courbes caractéristiques de rétention en eau $\theta(h)$. Pour des raisons de simplicité, dans la Figure VI-1, on ne présente que les réflectances CR des échantillons du sol de EFELE. Les spectres de réflectance et les réflectances CR de tous les échantillons des sols étudiés sont présentés dans

les annexes. En dépit des variations des spectres qui peuvent être liées à différentes propriétés physiques des sols ou aux traitements des pratiques agricoles, on constate le même comportement Vis-à-vis de l'augmentation de la teneur en eau. Pour tous les échantillons étudiés, nous avons constaté une diminution générale et systématique de la réflectance et une augmentation de FWHM (1920 nm) des sols avec l'augmentation de la teneur en eau.

VI.2.2. Variabilité de l'indice spectral SWSI en fonction du potentiel de pression de l'eau dans le sol

En plus du paramètres FWHM, nous avons regardé la variation de l'indice spectral SWSI défini et utilisé précédemment (Soltani et al., 2018). La variabilité de l'indice SWSI, qui est basé sur la normalisation des valeurs de FWHM d'un sol à un état d'humidité donné par rapport à son état de saturation, est présentée dans la Figure VI-2a uniquement pour les échantillons de sols de EFELE. Pour l'ensemble des échantillons, les valeurs de SWSI augmentent avec la pression matricielle (saturation jusqu'au séchage à l'étuve). Cela signifie que cet indice suit la même tendance quel que soit le type de sol, ce qui confirme les résultats présentés dans les chapitres précédents. Les teneurs en eau volumique sont aussi présentées dans la Figure VI-2b. Contrairement à l'indice SWSI, nous n'avons que des mesures de teneurs en eau entre pF1 et pF4.2. Les variations les plus importantes entre les échantillons sont constatées surtout pour les faibles valeurs de pF. Rappelons que les échantillons du sol de EFELE sont le résultats d'une combinaison de deux types de travail du sol (conventionnel et superficiel) avec deux types de fertilisation (minérale et organique). Dans le chapitre V, nous avons remarqué que l'effet du travail du sol sur la teneur en eau est plus prononcé à des faibles valeurs de pF. L'hétérogénéité des propriétés physiques du sol due aux pratiques agricoles semble être une explication de la variabilité non seulement de la teneur en eau à des faibles valeurs de pF mais aussi de l'indice SWSI. Néanmoins, la variabilité de la teneur en eau et de SWSI inter-échantillon ne masque pas une évolution inversement proportionnelle de SWSI par rapport à la teneur en eau. Une relation linéaire décroissante entre la teneur en eau et l'indice SWSI a été observée dans les chapitres précédents et également sur ce jeu de données. Par conséquent, les facteurs qui affectent la teneur en eau devraient normalement affecter les valeurs d'indice SWSI ce qui nous permet de le voir comme un paramètre pertinent pour l'étude de la courbe caractéristique $\theta(h)$.

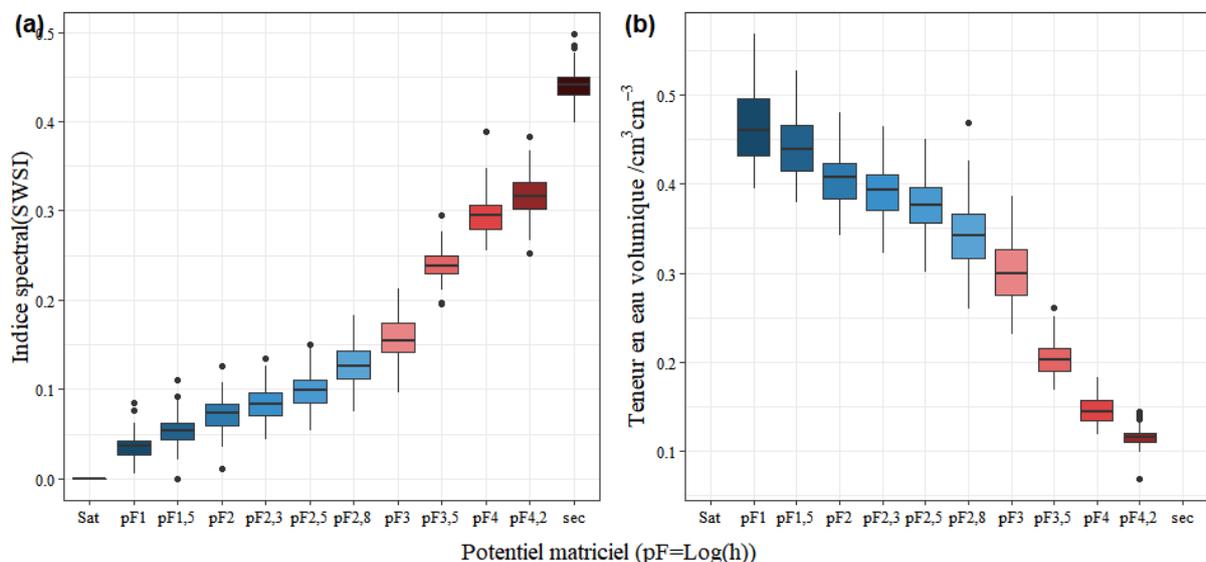


Figure VI- 2. Variabilité de l'indice SWSI et de la teneur en eau en fonction du potentiel matriciel de l'eau. La coloration des boîtes à moustache différencie les sols humide (bleu) des sols sec (rouge).

VI.2.3. Analyse en composantes principales (ACP) des états hydriques des sols

Une analyse en composantes principales (ACP) a été effectuée afin d'étudier les similitudes et les différences spectrales pour différents états d'humidité sur les deux jeux de données de EFELE et des horizons A des « Sols de Bretagne ». Pour tester la significativité des variables spectrales qui peuvent décrire la teneur en eau et leurs caractères discriminants, nous avons opté pour une série d'ACPs. Ces variables caractérisent les paramètres spectraux, les propriétés hydrauliques et d'autres propriétés des échantillons de sol. L'indice SWSI a été retenu comme paramètre spectral. La teneur en eau à différents potentiels matriciels et la densité apparente (D_a) ont été retenues comme variables hydriques. Pour le jeu des données de EFELE, le type de travail du sol et la fertilisation adoptée ont été rajoutés comme variables qualitatives illustratives. Vu leurs faibles variations entre les échantillons de EFELE, la teneur en CO et les fractions granulométriques (sable, limon et argile) ont été utilisées comme variables quantitatives illustratives. Quant au jeu des données des horizons A des sols de Bretagne, la granulométrie et la teneur en CO ont été utilisées comme variables discriminantes actives. Pour les deux ACPs sur les variables du jeu des données de EFELE et du jeu des données des horizons A des sols de Bretagne, le choix des facteurs a été basé sur l'observation de l'éboullis des valeurs propres ainsi que sur l'application de la règle de Kaiser–Guttman (Kaiser, 1991). Cette dernière est une règle empirique qui préconise de ne retenir que les facteurs dont la valeur propre associée est supérieure strictement à 1.

En ce qui concerne le jeu des données de EFELE, l'observation des valeurs propres et la règle de Kaiser–Guttman conduisent à retenir une analyse des deux premières composantes principales qui résument plus que 89,42% de l'inertie de l'information (Figure VI-3). Le premier axe factoriel (56,31% de la variabilité) discrimine nettement les échantillons du sol selon leur état hydrique, du plus sec au plus humide. Les scores sont alors divisés en deux grands groupes. Un premier groupe qui représente la partie humide de la courbe de rétention en eau et comprend les échantillons des sols ayant des valeurs de pF inférieure à 3 (en bleu dans la figure VI-3). Dans cette partie de la courbe de rétention, ce sont probablement les forces capillaires qui dominent. L'eau circule librement par gravité à de très faibles valeurs de pF et plus la valeur du pF augmente plus les forces capillaires dominent les forces de gravité. Le deuxième groupe représente la partie sèche de la courbe de rétention avec des échantillons ayant des valeurs de pF supérieures à 3 (en rouge dans la figure VI-3). Dans ce groupe, ce sont surtout les forces d'adsorption qui dominent et l'eau est de plus en plus liée voire adsorbée à la matrice du sol avec l'augmentation de la valeur du pF. Le deuxième axe factoriel (33,11 % de la variabilité) permet de distinguer les échantillons selon le degré d'intensification des pratiques agricoles. Les scores peuvent aussi se diviser en deux groupes de sols : i) des échantillons dont la pratique agricole principale est le labour conventionnel (CTM et CTC) caractérisés par des sols plus compacts traduisant des fortes valeurs de densité apparente et ii) des échantillons à travail du sol réduit (STM et STC) et qui se caractérisent par des plus faibles valeurs de D_a . Le deuxième axe est aussi expliqué par la variable fertilisation. Par conséquent, le deuxième axe est essentiellement expliqué par la porosité du sol et les facteurs qui peuvent influencer cette

propriété, dans notre cas la texture, la teneur en CO et les pratiques agricoles (le travail et la fertilisation du sol).

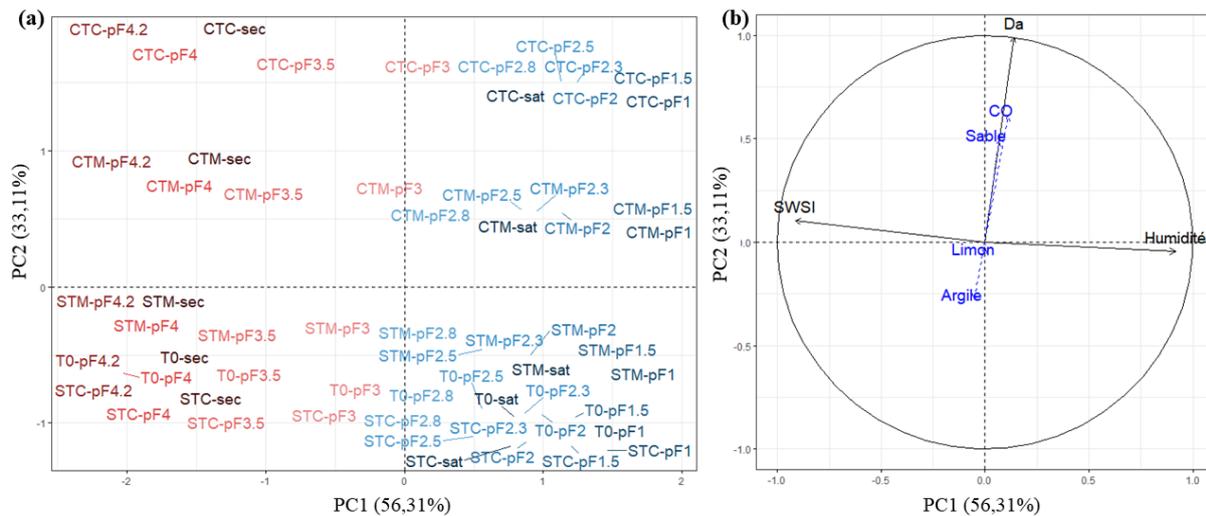


Figure VI- 3. Résultats d'une analyse en composantes principales sur le jeu des données de EFELE: a) Projection des échantillons dans le premier plan factoriel (PC1, PC2) et b) projection des variables dans le plan factoriel (PC1, PC2). La coloration des étiquettes différencie les sols humide (bleu) des sols sec (rouge).

En ce qui concerne le jeu des données des horizons A organo-minéraux de sols de Bretagne, l'observation des valeurs propres et la règle de Kaiser conduisent à retenir les deux premiers facteurs qui résument plus que 73,48 % de la variance totale (Figure VI-4). Le premier axe factoriel (49,79% de la variabilité) discrimine nettement les échantillons du sol selon leur distribution porale. On peut alors distinguer deux groupes de sols : i) des sols sableux (A1 et A2) qui se caractérisent par leurs valeurs élevées de Da et leur macroporosité, ii) des sols à texture plus fine, limoneuse (A12) et limono-argileuse (A13) avec une forte microporosité qui peut être due soit à des fortes teneurs en argile ou en limon soit à des fortes teneurs en CO. Le premier axe factoriel divise donc les échantillons selon leur état textural et structural. Comme c'était le cas du premier axe dans l'ACP des sols de EFELE, le deuxième axe factoriel (23,69% de la variabilité) de l'ACP des horizons A permet de discriminer les échantillons selon leur état hydrique, du plus sec (en rouge dans la figure VI-4) au plus humide (en bleu dans la figure VI-4). Pour les deux ensembles des échantillons de sols, la variable décrivant la courbe de rétention est la porosité du sol qui peut être influencée par différents facteurs comme le travail du sol et la fertilisation (EFELE), les fractions granulométriques et la teneur en CO (Horizons A). Il n'y a pas d'indicateur direct de la structure du sol, mais la texture et la teneur en CO influencent bien entendu la structure du sol.

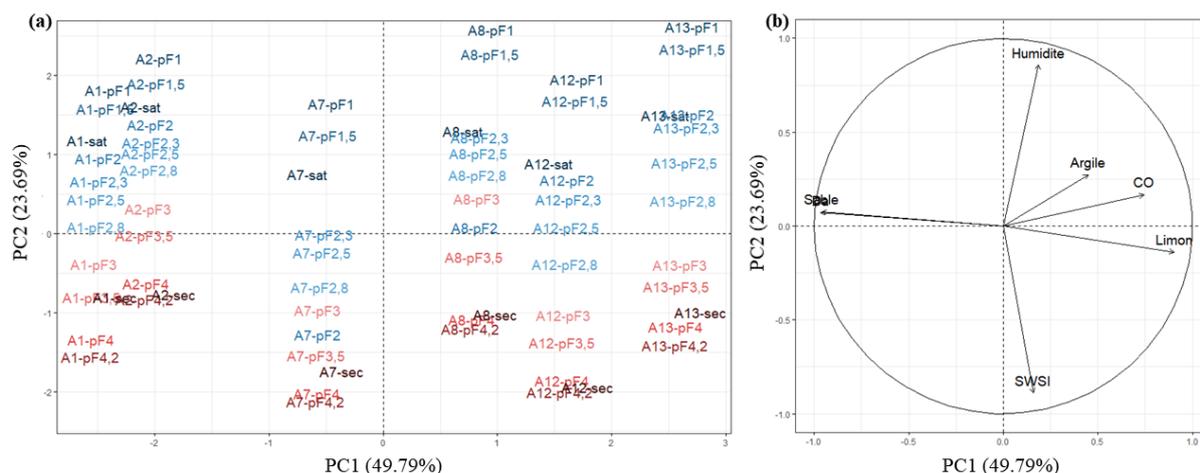


Figure VI- 4. Résultats d'une analyse en composantes principales sur le jeu des données des horizons organo-minéraux A de sols de Bretagne : a) Projection des échantillons dans le premier plan factoriel (PC1, PC2) et b) projection des variables dans le plan factoriel (PC1, PC2). La coloration des étiquettes différencie les sols humides (bleu) des sols secs (rouge).

VI.3. Effets des pratiques agricoles, de la texture et de la teneur en CO sur la relation $\theta(h)$

VI.3.1. Effets des pratiques agricoles

Les courbes de rétention en eau pour les échantillons des sols de EFELE sont illustrées dans la figure VI-5. La relation entre le potentiel hydrique (h) du sol et la teneur en eau volumique (θ) est exprimée en fonction des traitements appliqués pour les deux profondeurs étudiées. Dans le cas général, les courbes de rétention d'eau permettent de compléter les données physiques du sol. Il apparaît que quel que soit le travail du sol (labour conventionnel ou travail superficiel) ou la fertilisation (minérale ou organique), la forme générale des courbes est similaire dans un domaine de potentiel de pression de l'eau allant de -1 kPa ($pF=1$) à -1585 kPa ($pF=4,2$). Les échantillons des sols présentent la plus grande variation de teneur en eau dans la partie humide de la courbe de rétention, c'est-à-dire pour des valeurs de pF inférieures à 3. Cette variation est beaucoup plus remarquable à la profondeur 15–25 cm du sol, ce qui peut être attribué à des variations de porosité résultant des pratiques agricoles qui sont plus nettes dans cette profondeur. Dans le chapitre précédent nous avons bien noté l'effet du travail du sol sur la distribution porale des sols. Le labour conventionnel du sol combiné avec le fumier de bovin (CTC) montre une différence nette de capacité de rétention par rapport aux autres pratiques culturales au niveau de la profondeur 15–25 cm. Cela peut être expliqué par la macroporosité importante qui subsiste dans CTC, qui joue un rôle important dans la capacité de rétention en eau particulièrement dans la partie humide de la courbe de rétention. L'évolution de la teneur en eau en fonction des pratiques agricoles confirme que dans le domaine de l'eau utilisable par les plantes (entre $pF=2,5$ et $pF=4,2$), la porosité peut être plus ou moins affectée. Pour les deux profondeurs étudiées, l'effet des pratiques du labour et de fertilisation est plus visible entre $pF=2,5$ et $pF=4,2$. Cette différence est significative pour la profondeur 15–25 cm car dans la première couche (0–15 cm), le sol est considéré comme étant travaillé pour les deux types de travail du sol. Le comportement hydrique des sols avec CTC comme pratique culturale est en conformité avec l'augmentation significative de sa microporosité qui va lui permettre de retenir

plus d'eau par rapport aux autres pratiques. En outre l'augmentation significative de sa macroporosité par rapport à T0 entraine une libération plus facile de l'eau. L'augmentation de la teneur en CO avec l'épandage du fumier du bovin entraine également une amélioration de la distribution porale, ce qui est bien visible sur la courbe caractéristique de rétention en eau.

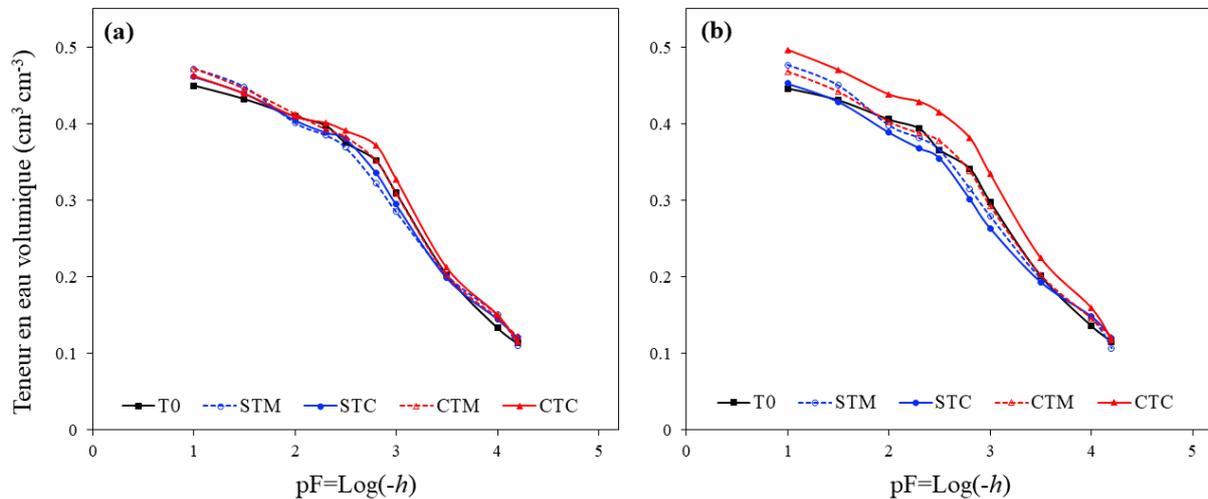


Figure VI- 5. Courbes caractéristiques de rétention en eau $\theta(h)$ pour les échantillons des sols de EFELE : a) profondeur 0-15 cm et b) profondeur 15-25cm.

VI.3.2. Effets de la texture et de la teneur en CO

Afin d'examiner les effets de la texture et de la teneur en CO, les courbes de rétention d'eau pour cinq échantillons des horizons A des sols de Bretagne sont présentés dans la Figure VI-6. La relation $\theta(h)$ est exprimée par rapport à la texture et à la teneur en CO du sol. Les échantillons montrent une variation dans les courbes de rétention en eau non seulement par rapport à leurs textures mais aussi par rapport à leurs teneurs en CO. Pour des teneurs en CO similaires, un échantillon de sol de classe texturale limono-argilo-sableuse LAS (A10) montre une augmentation nette de la rétention en eau pour toutes les valeurs de pF par rapport à un sol de classe texturale limono-sableuse Ls (A3) (Figure VI-6a). Dans un sol à texture fine, les forces capillaires et adsorbantes sont facilitées par la présence d'un plus grand nombre de micropores et d'une surface spécifique plus importante, ce qui semble expliquer les différences observées entre un sol limono-sableux et un sol limono-argilo-sableux. Pour deux échantillons ayant une même texture à dominante plus sableuse (LS et SL) (Figure VI-6b) ou limono-sablo-argileuse (Lsa) (Figure VI-6c), l'augmentation de la teneur en CO entraine une plus grande capacité de rétention en eau des sols (A8 et A3). La plus faible capacité de rétention d'eau est observée avec l'échantillon A1 de texture sablo-limoneuse (SL), essentiellement en raison de sa forte teneur en sable et sa faible teneur en CO. Dans le cas général, les valeurs de pF expriment différentes formes d'eau qui peuvent être présentes dans la matrice du sol. Lorsque le sol est saturé, l'eau libre est facilement disponible et les macropores dominant la rétention d'eau, tandis que lorsque la teneur en eau du sol varie de pF1 à pF3, les forces d'adsorption et capillaires dominant la rétention d'eau et l'eau est disponible dans les méso et micropores de la matrice du sol (Tuller

et Or., 2005). Pour des fortes valeurs de pF, ce sont essentiellement les forces d'adsorption qui vont dominer et l'eau peut être présente sous forme de film d'eau autour des particules du sol.

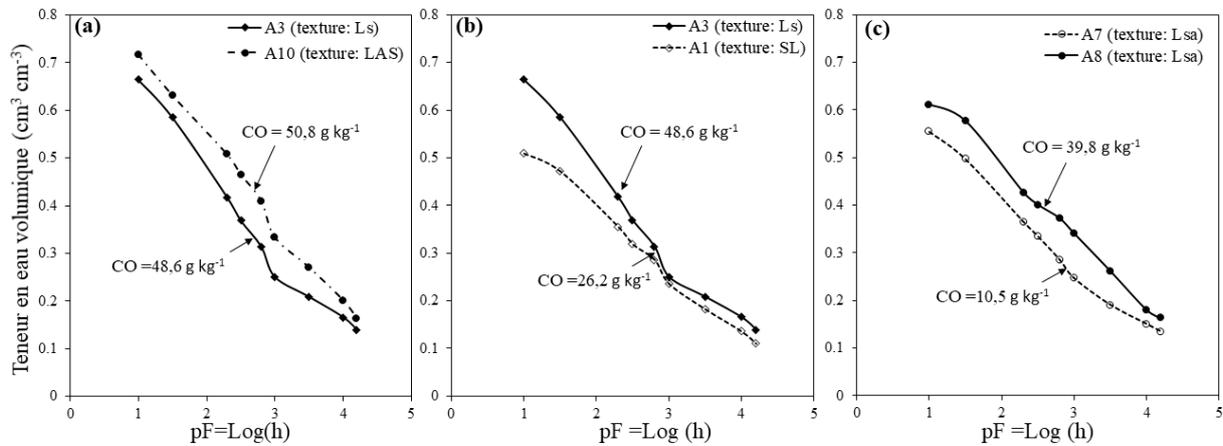


Figure VI- 6. Courbes caractéristiques de rétention en eau $\theta(h)$ pour quelques échantillons de sol des horizons organo-minéraux A de sols de Bretagne, selon leurs textures et leurs teneurs en CO : a) effet de la texture, b) effet de la teneur en CO pour des sols avec des textures à dominante plus sableuse (LS et SL) et c) effet de la teneur en CO pour des sols limono-sablo-argileux.

VI.2.1. Ajustement de la courbe $\theta(h)$ au modèle de Van Genuchten (1980)

L'expression de la fonction décrivant la courbe de rétention $\theta(h)$ du modèle de Van Genuchten (VG) utilisé dans ce travail, est définie comme suit:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha|h|)^n} \right]^m \quad (\text{Eq VI- 1})$$

où S_e est la teneur en eau volumique normalisée aussi nommée saturation effective; θ_s est la teneur en eau volumique à saturation en $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$; θ_r est la teneur en eau volumique résiduelle en $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$; α est un paramètre empirique lié à la pression d'entrée d'air cm^{-1} ; n est un coefficient adimensionnel lié à la distribution de la taille des pores avec $n \geq 1$; m est le coefficient de Mualem défini par : $m=1-1/n$ (Mualem, 1976).

Les valeurs des paramètres du modèle empirique de Van Genuchten (1980) ajustées à partir des points mesurés de la courbe de rétention, pour les échantillons des sols de EFELE, sont récapitulées dans le tableau VI-1. Selon le tableau VI-1, les valeurs des paramètres d'ajustement sont obtenues avec des coefficients de corrélation très élevés pour tous les échantillons du sol étudiés, ce qui reflète la bonne précision des paramètres du modèle de rétention dans la description des données observées. Néanmoins les valeurs des teneurs en eau à saturation (θ_s) apparaissent faibles si on tient compte du fait que les échantillons de sols de EFELE ont plutôt une texture limoneuse qui se caractérise par une capacité de rétention élevée. On s'attendait donc à des valeurs de θ_s un peu plus élevées que celles que nous avons obtenues avec le modèle de Van Genuchten. En observant les teneurs en eau des échantillons dans le détail, nous avons remarqué que les valeurs de θ_s obtenues par le modèle de VG sont systématiquement inférieures aux valeurs des teneurs en eau à $pF=1$. Nous avons donc opté pour une comparaison des valeurs de θ_s estimées par le modèle de VG par rapport aux valeurs de la teneur en eau à $pF=1$ et $pF=1,5$

(deux valeurs de potentiel matriciel les plus proches de l'humidité maximale). La Figure VI-7 montre clairement que les valeurs de θ_s estimées sont souvent inférieures aux valeurs de teneur en eau à pF=1. Les valeurs de θ_s estimées sont plutôt égales aux valeurs de teneurs en eau à pF=1,5. Sur notre jeu des données de EFELE, le modèle de VG sous-estime les valeurs des teneurs en eau à la saturation. Nous avons également fait le même constat sur le jeu de données des sols de Bretagne.

Tableau VI- 1. Valeurs des paramètres du modèle de Van Genuchten ajustées pour la relation $\theta(h)$

Profondeur	Traitement	θ_s	α	n	rmse	rpdc	R^2
0–15 cm	T0	0,434	0,002	1,435	0,010	12,3	0,99
	CTM	0,450	0,003	1,419	0,013	10,2	0,99
	CTC	0,438	0,002	1,475	0,014	10,0	0,98
	STM	0,458	0,005	1,304	0,012	10,7	0,99
	STC	0,445	0,004	1,393	0,011	9,9	0,99
15 –25 cm	T0	0,434	0,003	1,405	0,010	12,1	0,99
	CTM	0,450	0,004	1,421	0,012	10,0	0,99
	CTC	0,473	0,002	1,427	0,013	11,6	0,99
	STM	0,462	0,006	1,296	0,013	10,9	0,99
	STC	0,443	0,006	1,334	0,010	11,1	0,99

Notes :RMSE, erreur quadratique moyenne $\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_e - SWSI_e)^2}{n}}$ et rpdc, écart de prédiction résiduel $\frac{\sqrt{\frac{1}{n-1} \sum (\hat{y}_i - \bar{y})^2}}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum (y_i - \bar{y})^2}}$

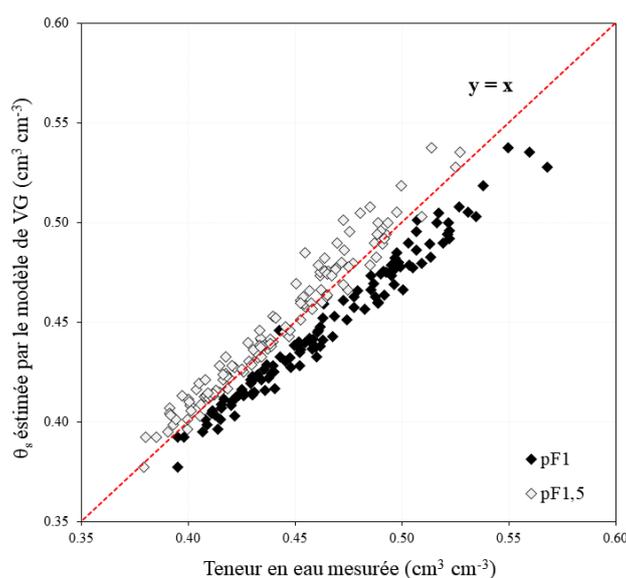


Figure VI- 7. Validité de l'estimation de la teneur en eau à saturation (θ_s) à partir du modèle de Van Genuchten (1980) : comparaison des valeurs de θ_s estimées par le modèle de VG avec les teneurs en eau des échantillons de sols d'EFELE mesurées à pF=1 et pF=1,5.

VI.4. Vers l'ajustement de la courbe de rétention en eau par SPIR

VI. 4. 1. Courbe caractéristique en eau basée sur l'indice spectral SWSI (h)

Nous avons vu et vérifié dans les chapitres précédents qu'il existe une relation linéaire entre la teneur en eau θ et l'indice spectral SWSI. Ce résultat nous amène à faire l'hypothèse que le comportement de l'indice SWSI face au potentiel matriciel est similaire à celui de θ . Nous avons noté ci-dessus que la relation entre θ et le potentiel matriciel est décrite par une relation non linéaire appelée courbe de rétention en eau et qui est caractéristique du sol. L'ajustement de θ (h) n'est pas toujours évident d'où l'importance des modèles d'ajustement dont le plus connu est celui de Van Genuchten (1980). En suivant la même analogie que la courbe de rétention en eau, la représentation de l'indice spectral SWSI en fonction du potentiel matriciel a aussi été réalisée pour les deux jeux de données de EFELE (Figure VI-8) et des horizons organo-minéraux A des sols de Bretagne (Figure VI-9). Nous pouvons constater que les courbes SWSI(h) ont une forme similaire ou symétrique à celle de θ (h) pour tous les échantillons de sols étudiés. Ce constat nous amène également à faire deux hypothèses : i) l'ajustement de la courbe de rétention en eau θ (h) est faisable par spectrométrie PIR et en particulier à travers l'indice spectral SWSI et ii) tout comme θ (h), la courbe caractéristique SWSI (h) peut être pertinente pour étudier le comportement hydrique du sol.

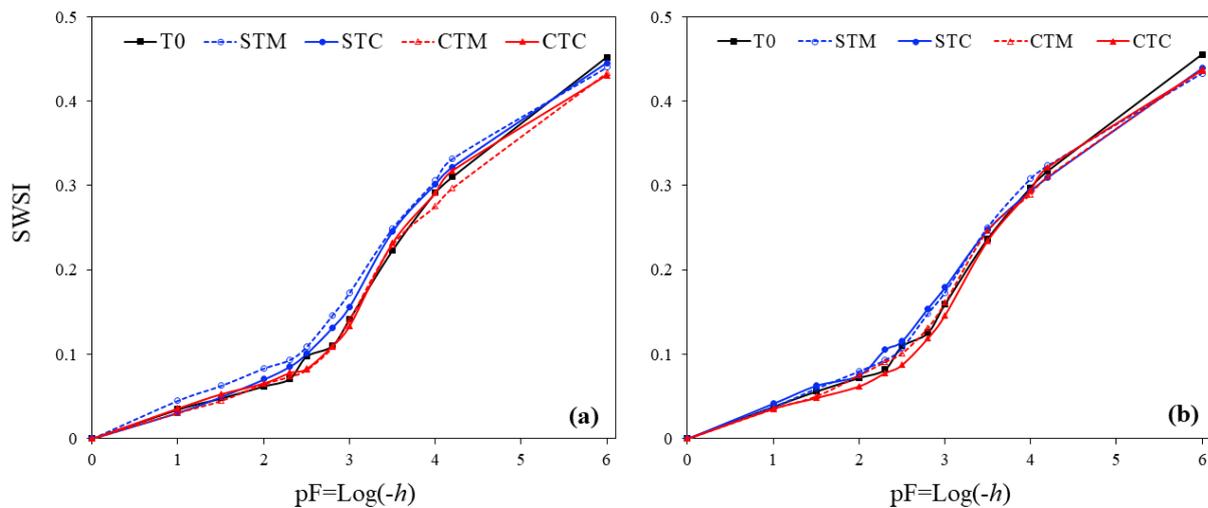


Figure VI- 8. Courbes caractéristiques de SWSI (h) pour les échantillons des sols de EFELE : a) profondeur 0-15 cm et b) profondeur 15-25cm.

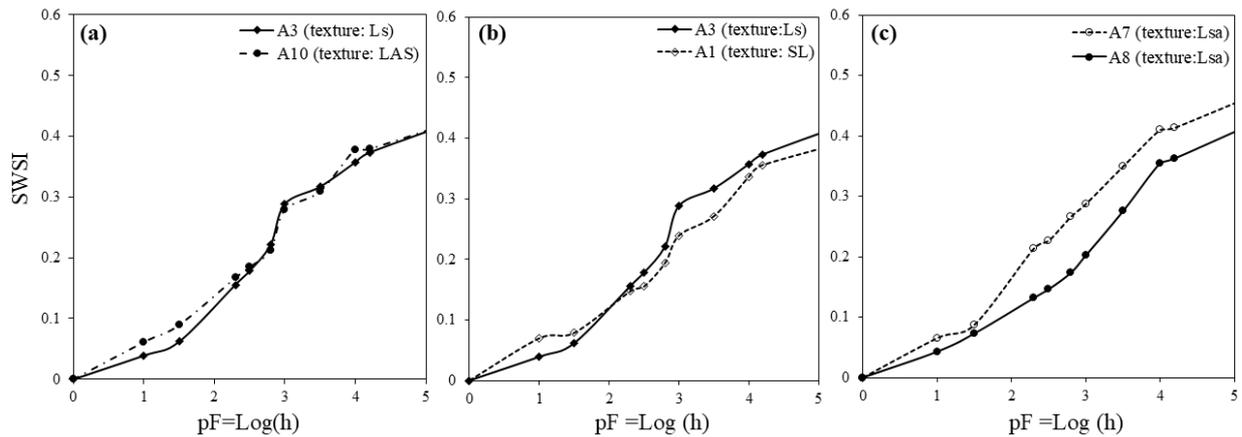


Figure VI- 9. Courbes caractéristiques de SWSI (h) pour des horizons A des sols de Bretagne, selon leurs textures et leurs teneurs en CO : a) effet de la texture, b) effet de la teneur en CO pour des sols avec des textures à dominante plus sableuse (LS et SL) et c) effet de la teneur en CO pour des sols limono-sablo-argileux.

VI. 4. 2. Estimation de la teneur en eau à saturation (θ_s)

Un paramètre important du modèle de VG est la teneur eau à saturation (θ_s). La détermination de l'état de saturation d'un sol se fait généralement à l'œil nu en observant les reflets et la brillance de l'eau à la surface de l'échantillon. Par conséquent, l'observation de cet état pour la mesure de θ_s au laboratoire peut être sensible à l'effet opérateur. Vu la complexité et la sensibilité de la mesure de ce paramètre θ_s , le modèle de VG (1980) offre l'avantage de pouvoir l'estimer à partir de l'ajustement de la courbe de rétention en eau $\theta(h)$. La vérification de la fiabilité de cette estimation a été très rarement étudiée.

Les mesures spectrales dans le proche infrarouge ont été faites à l'état de saturation. En outre, l'indice spectral SWSI montre une relation linéaire avec la teneur en eau pour tous les échantillons de sols que nous avons étudiés, comme le montre à titre d'exemple la figure VI-10a pour les échantillons de EFELE. Cette relation affine entre SWSI et la teneur en eau nous a permis d'identifier l'ordonnée à l'origine comme une valeur équivalente à la teneur en eau à la saturation. La comparaison des valeurs des ordonnées à l'origine par rapport aux valeurs des teneurs en eau à saturation (θ_s) estimées par le modèle de VG est présentée dans la Figure VI-10b. La représentation montre que les valeurs de l'ordonnée à l'origine sont souvent supérieures aux valeurs de θ_s estimées par le modèle de VG pour l'ensemble du jeu de donnée de EFELE.

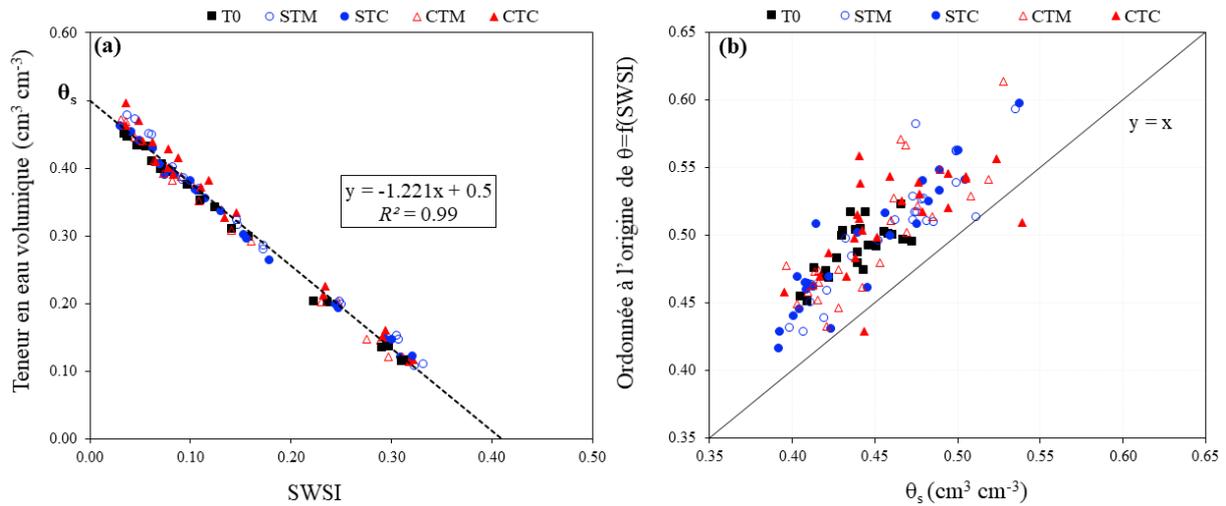


Figure VI- 10. (a) Estimation de la teneur en eau à saturation de la relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau (θ_s =ordonnée à l'origine) et (b) sa comparaison par rapport à la valeur de θ_s estimée avec le modèle de Van Genuchten pour les échantillons du sol de EFELE.

L'ordonnée à l'origine surestime donc les valeurs de θ_s par rapport au modèle de VG. Etant donné que nous avons constaté que le modèle de VG sous-estime les valeurs de θ_s en estimant des valeurs plutôt proches des teneurs en eau à $pF=1$ et $pF=1,5$, nous considérons que les valeurs de l'ordonnée à l'origine donnent une estimation qui semble plus proche des valeurs de θ_s . Dans la section précédente nous avons montré que le modèle de VG sous-estimait la valeur de θ_s . En parallèle les valeurs de l'ordonnée à l'origine sont supérieures aux teneurs en eau à $pF=1$ et $pF=1,5$ (FigureVI-11), ce qui semble être plus logique. Etant donné que l'ordonnée à l'origine est équivalente à la valeur théorique de la teneur en eau pour un potentiel matriciel nul, sa valeur nous semble plus proche de celle de θ_s .

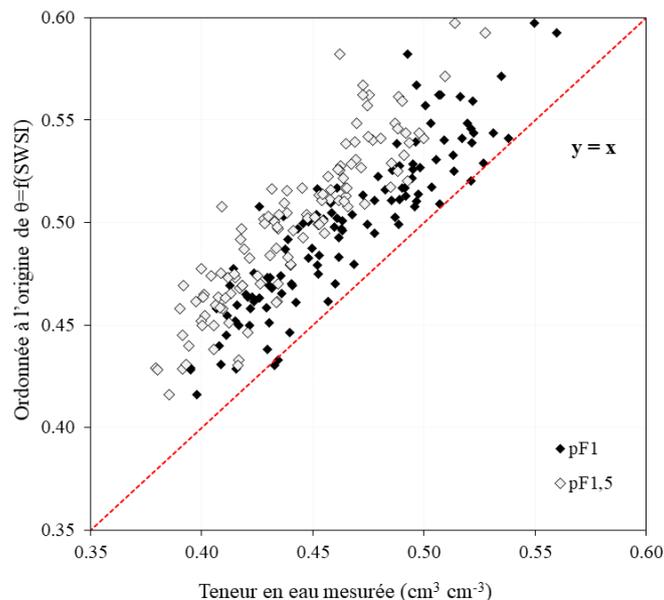


Figure VI- 11. Comparaison des valeurs de l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire de $\theta=f(\text{SWSI})$ avec les teneurs en eau des échantillons de sols de EFELE mesurées à $pF=1$ et $pF=1,5$.

VI. 4. 3. Estimation de la saturation effective (S_e)

Pour estimer la saturation effective (S_e), nous avons testé trois scénarios différents sur les échantillons de sol de EFELE. La valeur de S_e (Eq VI-1) est fonction des deux paramètres θ_s et θ_r . En faisant l'analogie avec la saturation effective S_e , nous avons défini et calculé un paramètre équivalent en utilisant l'indice spectral SWSI que nous avons nommé SWSI effectif ($SWSI_e$). Trois scénarios sont alors établis en modifiant les valeurs équivalentes à θ_s et θ_r et en comparant à chaque fois les résultats des données spectrales ($SWSI_e$) aux valeurs de S_e calculées à partir des valeurs de θ mesurées comme ci-après :

- Scénario 1 : Le calcul des valeurs de S_e a été fait par deux approches: i) Une approche classique consiste à calculer S_e à partir des teneurs en eau mesurées. La valeur du paramètre θ_s de la formule de S_e (Eq VI-1) est celle issue de l'ajustement du modèle de VG ($\theta_{s,VG}$). En partant du principe que les valeurs de la teneur en eau résiduelle (θ_r) sont très faibles et que leur mesure au laboratoire présente une certaine complexité, nous avons décidé de prendre comme référence de θ_r l'état hydrique du sol à $pF=4,2$. Le paramètre θ_r a donc été remplacé par des valeurs de teneur en eau à $pF=4,2$ ($\theta_{pF4,2}$). ii) une approche spectrale consiste à remplacer les valeurs de la teneur en eau par les valeurs de SWSI. Les valeurs de θ_s ont été remplacées par celles de $SWSI_s$ qui correspondent aux valeurs de l'indice SWSI à saturation (avec $SWSI_s = 0$) et les valeurs de θ_r par celles de $SWSI_{pF4,2}$, valeurs de l'indice SWSI à $pF=4,2$. Les valeurs de S_e et de $SWSI_e$ sont alors calculées comme suit :

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{pF4,2}}{\theta_{s,VG} - \theta_{pF4,2}} \quad (\text{Eq VI- 2})$$

$$SWSI_e = \frac{SWSI - SWSI_{pF4,2}}{SWSI_s - SWSI_{pF4,2}} = 1 - \frac{SWSI}{SWSI_{pF4,2}} \quad (\text{Eq VI- 3})$$

- Scénario 2 : Le calcul des valeurs équivalentes de S_e a été fait en considérant que les valeurs de θ_s sont équivalentes à celles de $SWSI_s$ pour l'approche spectrale et celles de $\theta_{s,VG}$ pour l'approche des mesures réelles. En réalité, la teneur en eau résiduelle est très faible et proche de zéro. Ce paramètre sera donc pris égal à zéro comme c'est souvent le cas dans la littérature (Groenevelt & Grant, 2004; Haverkamp *et al.*, 2005; Malaya & Sreedeeep, 2012; Babaeian *et al.*, 2015b). Dans ce scénario 2, on considère donc que $\theta_r = 0$ et en parallèle la valeur de SWSI résiduelle est prise à l'état le plus sec (après passage à l'étuve à 105 °C) et les valeurs de S_e et de $SWSI_e$ sont alors calculées avec les deux formules suivantes :

$$S_e = \frac{\theta}{\theta_{s,VG}} \quad (\text{Eq VI- 4})$$

$$SWSI_e = \frac{SWSI - SWSI_{sec}}{SWSI_s - SWSI_{sec}} = 1 - \frac{SWSI}{SWSI_{sec}} \quad (\text{Eq VI- 5})$$

- Scénario 3 : Etant donné que le modèle de VG sous-estime les valeurs de la teneur en eau à saturation et que nous n'avons pas des mesures réelles de θ_r , nous avons opté pour

un calcul de S_{e} et de $SWSI_e$ en se limitant à la gamme de valeurs de pF que nous avons considérée pour les deux paramètres $SWSI$ et θ . Par conséquent, pour s'affranchir de toute estimation biaisée, nous avons pris comme valeurs de θ_s les valeurs mesurées pour l'état le plus proche de la saturation pour notre jeu de données et qui correspond à une valeur de $pF=1$. On considère, à nouveau que l'état d'humidité résiduelle est celui pour lequel $pF=4,2$. Les valeurs de S_e et de $SWSI_e$ sont alors calculées avec les deux formules suivantes:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_{pF4,2}}{\theta_{pF1} - \theta_{pF4,2}} \quad (\text{Eq VI- 6})$$

$$SWSI_e = \frac{SWSI - SWSI_{pF4,2}}{SWSI_{pF1} - SWSI_{pF4,2}} \quad (\text{Eq VI- 7})$$

Les valeurs de S_e et $SWSI_e$ varient entre 0 à l'état le plus sec et 1 à l'état le plus humide pour l'ensemble des échantillons étudiés et pour les différents scénarios (Figure VI-12). Les résultats du premier scénario présentés dans la Figure VI-12a montrent une sous-estimation des valeurs de S_e par rapport à $SWSI_e$ surtout dans la zone la plus humide de la courbe de rétention en eau. On constate la même chose avec le scénario 2 (Figure VI-12b). La sous-estimation des valeurs de $\theta_{s, VG}$ par le modèle de VG semble être la principale cause de la différence entre les valeurs de S_e et $SWSI_e$. Par contre, plus le sol est sec, plus les valeurs des deux variables S_e et $SWSI_e$ tendent à être similaires. De plus, en observant les figures des scénarios 1 et 2 dans le détail, une certaine complémentarité apparaît entre les deux jeux de données. Le fait de prendre comme référence pour l'état le plus sec celui à $pF=4,2$ dans le premier scénario entraîne une légère variation dans les valeurs de S_e par rapport aux valeurs de $SWSI_e$. Par contre, quand θ_r a été considérée égale à zéro, S_e et $SWSI_e$ ont montré plus de similarité dans la zone sèche de la courbe de rétention. Cela fait écho à ce qui est connu dans la littérature à savoir que θ_r est très faible voire égal à zéro. En ce qui concerne le scénario 3, fixer l'état de saturation à l'état le plus humide que nous avons considéré ($pF1$) et limiter l'état le plus sec à $pF4,2$ montre des valeurs nettement similaires des deux variables S_e et $SWSI_e$ (Figure VI-12c). La quasi égalité des valeurs issues du scénario 3 par rapport aux deux autres scénarios est appuyée par les valeurs plus faibles des erreurs quadratiques moyennes (RMSE) (Tableau VI-2). Il apparaît clairement que quand le calcul se fait dans les mêmes gammes d'humidité maximale et de d'humidité résiduelle, les valeurs de S_e et $SWSI_e$ sont très proches. L'étude de ces trois scénarios montre clairement que les valeurs de S_e sont quasi-identiques à celles de $SWSI_e$. Le calcul du paramètre S_e caractéristique du modèle de VG peut se faire uniquement en utilisant des valeurs de l'indice spectral $SWSI$ et la spectrométrie montre alors une certaine fiabilité dans l'estimation de ce paramètre.

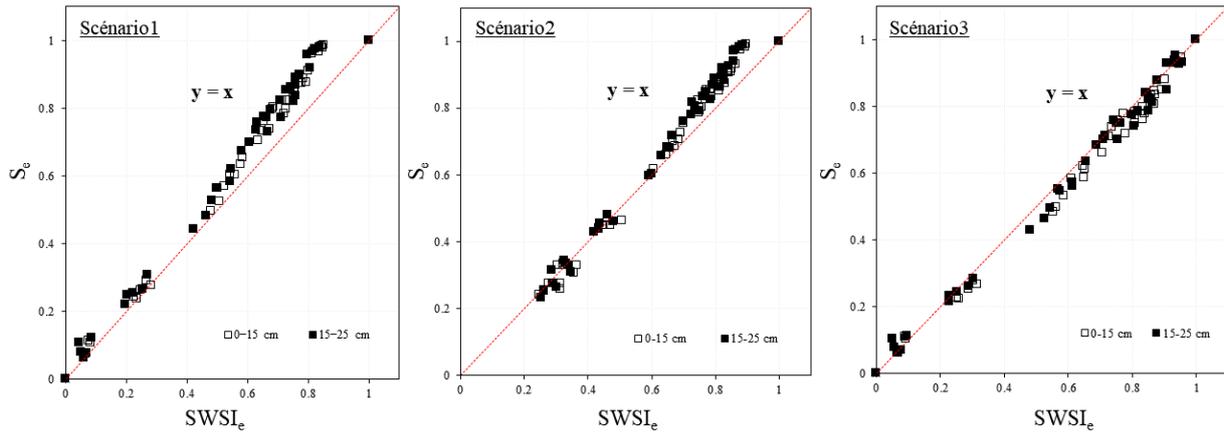


Figure VI- 12. Comparaison des valeurs équivalentes à la saturation effective calculées à partir des mesures réelles (S_e) et estimées avec spectrométrie Vis-PIR ($SWSI_e$) à travers trois scénarios différents.

Tableau VI- 2. Validité des trois scénarios d’estimation de la saturation effective de Van Genuchten pour les échantillons du sol de EFELE dans les deux profondeurs étudiées.

	Profondeur	Scénario1	Scénario2	Scénario3
RMSE	0-15cm	0,28	0,29	0,03
	15-25cm	0,31	0,31	0,03

Notes :RMSE, erreur quadratique moyenne $\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (S_e - SWSI_e)^2}{n}}$

VI. 4. 4. Estimation des équivalents des deux paramètres empiriques de VG n et α

En partant du principe que SWSI se comporte de la même manière que θ en fonction du potentiel matriciel (h), nous avons ajusté les valeurs de SWSI avec le modèle de VG (1980) en utilisant la formule suivante:

$$SWSI_e = \frac{SWSI - SWSI_r}{SWSI_s - SWSI_r} = \left[\frac{1}{1 + (\alpha_{SWSI} |h|)^{n_{SWSI}}} \right]^{m_{SWSI}} \quad (\text{Eq VI- 8})$$

où $SWSI_e$ est la saturation effective; $SWSI_s$ est la valeur de SWSI à saturation (avec $SWSI_s = 0$); $SWSI_r$ est la valeur résiduelle de SWSI; α_{SWSI} , n_{SWSI} sont deux paramètres empiriques équivalents à ceux de Van Genuchten. Par analogie avec le modèle de VG le paramètre m_{SWSI} a été considéré comme étant égal à $1 - 1/n_{SWSI}$ pour $n_{SWSI} > 1$.

Les valeurs des paramètres α_{SWSI} et n_{SWSI} du modèle empirique de VG ajustées à partir des valeurs de SWSI de la courbe de SWSI (h), pour les échantillons des sols de EFELE, sont récapitulées dans le tableau VI-3. On constate que les paramètres d'ajustement α_{SWSI} et n_{SWSI} sont obtenus avec des coefficients de corrélation très élevés ($R^2 > 0,9$) pour tous les échantillons étudiés, ce qui reflète la bonne précision de ces paramètres dans la description des données observées. Les valeurs des paramètres α_{SWSI} et n_{SWSI} sont légèrement différents des valeurs de α et n obtenues à partir de l’ajustement de θ (h). Toutefois, les paramètres α_{SWSI} et n_{SWSI} ont montré des corrélations significatives avec les paramètres α et n (Tableau VI-3). En effet, α_{SWSI} est positivement corrélé avec α ($r = 0,74$) et négativement corrélé avec n ($r = -0,44$). Le

paramètre n_{SWSI} a montré une corrélation positive avec n ($r=0,24$) et une corrélation négative avec α ($r=-0,48$). Selon la matrice de corrélation, le paramètre α_{SWSI} est significativement proche du paramètre α . Le paramètre n_{SWSI} semble être moins pertinent pour donner une estimation de la valeur de n . La différence observée peut être attribuée à la différence de gamme de potentiel matriciel utilisée pour les courbes. En fait, dans le cas de la courbe θ (h), l'ajustement a été fait avec des teneurs en eau mesurées entre $pF=1$ et $pF=4,2$ alors que dans le cas de la courbe SWSI (h), l'ajustement au modèle de VG a été fait avec des valeurs de SWSI obtenues entre la saturation et l'état sec (après passage à l'étuve). La courbe SWSI (h) couvre une gamme plus large d'états d'humidité, ce qui peut être difficile à couvrir avec la teneur en eau dont la mesure à des pF élevés nécessite du matériel qui supporte des pressions qui vont au-delà de la gamme prévue pour les presses de Richards. De plus, la relation SWSI (h) semble être pertinente pour estimer les paramètres de VG.

Tableau VI- 3. Valeurs des paramètres du modèle de Van Genuchten ajustés à partir de la relation $\theta(h)$ et de la relation SWSI (h).

	$\theta(h)$				SWSI (h)			
	α	n	RMSE	R^2	α_{SWSI}	n_{SWSI}	RMSE	R^2
0–15cm								
T0	0,002	1,44	0,010	0,99	0,006	1,08	0,044	0,99
CTM	0,003	1,42	0,013	0,99	0,007	1,07	0,025	0,98
CTC	0,002	1,47	0,014	0,98	0,008	1,08	0,020	0,98
STM	0,005	1,30	0,012	0,99	0,015	1,08	0,037	0,98
STC	0,004	1,39	0,011	0,99	0,016	1,08	0,016	0,98
15–25 cm								
T0	0,003	1,40	0,010	0,99	0,011	1,08	0,015	0,99
CTM	0,004	1,42	0,012	0,99	0,015	1,07	0,015	0,99
CTC	0,002	1,43	0,013	0,99	0,009	1,08	0,028	0,98
STM	0,006	1,30	0,013	0,99	0,020	1,07	0,017	0,98
STC	0,006	1,33	0,010	0,99	0,022	1,08	0,033	0,90

Notes: T0, état initial du site expérimental EFELE; CTM, travail conventionnel du sol avec une fertilisation minérale; CTC, travail conventionnel du sol avec fumier de bovin ; STM, travail du sol simplifié avec une fertilisation minérale ; STC, travail du sol simplifié avec fumier de bovins.

Tableau VI- 4. Matrice de corrélation de Pearson des paramètres de Van Genuchten résultant de l'ajustement de la courbe $\theta(h)$ (α et n) et résultant de la courbe SWSI (h), des deux paramètres AvS et ordonnée à l'origine « Intercept » et la Da

	AvS	Intercept	Da	α	n	α_{SWSI}	n_{SWSI}
AvS	1,00						
Intercept	0,83***	1,00					
Da	-0,08	-0,21	1,00				
α	0,05	0,09	-0,24*	1,00			
n	-0,13	-0,24	0,35*	-0,68***	1,00		
α_{SWSI}	0,01	0,12	-0,06	0,74***	-0,44**	1,00	
n_{SWSI}	-0,01	0,12	-0,37*	-0,48**	0,24*	-0,70***	1,00

Notes : *** La corrélation est significative au seuil 0,001 ; ** La corrélation est significative au seuil 0,01 ; * La corrélation est significative au seuil 0,05.

VI.5. Conclusion

Dans ce dernier chapitre nous avons fixé comme objectif l'évaluation de la pertinence de la spectroscopie proche infrarouge et plus particulièrement de l'indice SWSI pour étudier la courbe caractéristique de rétention en eau $\theta(h)$. Pour l'ensemble des échantillons de sol, l'augmentation de la teneur en eau entraîne une diminution systématique de la réflectance. Une diminution plus marquée a été observée entre $pF=3$ et $pF=3,5$ et qui peut vraisemblablement s'expliquer par une transition entre un état où l'eau est soumise aux forces capillaires et un état où ce sont les forces d'adsorption qui dominent. Nous avons constaté que les effets de la teneur en eau sur la réflectance dépendent des propriétés physico-chimiques du sol, comme la texture et la teneur en CO, ainsi que la modification de la structure du sol suite aux pratiques agricoles. L'analyse des ACPs a montré que les valeurs de SWSI peuvent être divisées en « zone humide » et « zone sèche » de la courbe de rétention. L'étude de la courbe de rétention à partir de l'indice SWSI paraît donc possible. La relation entre SWSI et le potentiel matriciel h est une relation symétrique à celle de la courbe caractéristique de rétention en eau $\theta(h)$. Par ailleurs, la saturation effective calculée à partir des valeurs de SWSI ($SWSI_e$) a été significativement similaire à celle qui est calculée en utilisant des teneurs en eau mesurées au laboratoire (S_e), pour l'ensemble de nos échantillons de sol. De plus, la courbe SWSI (h) a été ajustée au modèle de Van Genuchten et de nouveaux paramètres équivalents ont été calculés (α_{SWSI} et n_{SWSI}). Bien que l'ajustement au modèle de Van Genuchten ait montré une légère différence au niveau des paramètres α_{SWSI} et n_{SWSI} avec ceux de la courbe $\theta(h)$, la courbe SWSI (h) a été ajustée avec une précision élevée ($RMSE < 0,05$) au modèle de Van Genuchten pour l'ensemble des échantillons étudiés. La différence observée a été attribuée aux différences de gamme d'état d'humidité couvertes par les deux courbes. La courbe SWSI (h) couvre une gamme qui va de la saturation jusqu'au séchage à l'étuve ($105^\circ C$) tandis que la courbe $\theta(h)$ ne couvre qu'une gamme comprise entre $pF=1$ et $pF=4,2$. Ainsi, l'indice SWSI semble être pertinent pour étudier la courbe de rétention et estimer les paramètres du modèle de Van Genuchten. Néanmoins, un ajustement des deux courbes SWSI (h) et $\theta(h)$ se limitant aux mêmes potentiels de pression paraît nécessaire pour vérifier la pertinence de nos résultats. Une étude ultérieure sur l'ajustement de la courbe SWSI (h) avec des modèles plus simples comme celui de Campbell (1974) ou celui de Brooks Corey (1964) est également envisageable pour évaluer la pertinence de SWSI (h).

Conclusion générale

1. Rappel des objectifs

L'objectif général de cette thèse était de fournir une méthodologie optique pour évaluer, par spectrométrie proche infrarouge (SPIR), les propriétés de rétention en eau en prenant en compte la variabilité régionale des propriétés physico-chimiques des sols bretons et la variabilité de pratiques agricoles au sein d'un essai agronomique. Nous avons mené cette étude à travers quatre volets présentés dans les chapitres III, IV, V et VI :

- A l'échelle régionale, la variabilité spatiale des propriétés texturales et structurales, mais également de la teneur en carbone organique a-t-elle un effet sur les propriétés de rétention en eau des sols ?
- La spectroscopie proche infrarouge est-elle pertinente pour évaluer la qualité physique des sols en prenant en compte la variabilité régionale des propriétés physico-chimiques des sols ?
- Dans l'horizon du sol travaillé, les pratiques agricoles mises en œuvre (type de travail du sol, mode de fertilisation) ont-elles un effet sur les propriétés hydrauliques du sol ? La spectroscopie permet-elle d'évaluer cet effet sur la rétention en eau et la qualité physique des sols ?
- La courbe caractéristique de rétention en eau peut-elle être estimée avec la spectroscopie proche infrarouge ?

2. Synthèse des résultats obtenus

À l'issue de ce travail, il est utile de résumer les conclusions les plus importantes pour les quatre volets.

- ***Volet 1: A l'échelle régionale, la variabilité spatiale des propriétés texturales et structurales a-t-elle un effet sur la rétention de l'eau dans le sol ? et la spectroscopie proche infrarouge est-elle pertinente pour identifier un tel effet ?***

Ce premier volet a permis dans un premier temps de définir un nouvel indice spectral qui peut être mis en relation avec les propriétés de rétention en eau, et dans un deuxième temps d'évaluer la pertinence de cet indice pour étudier les effets de la variabilité spatiale des propriétés texturales, structurales et de la teneur en carbone organique des sols sur les propriétés de rétention en eau. Pour cette étude, des échantillons de sol prélevés dans des horizons A organo-minéral de surface ont été sélectionnés à partir de la base de donnée « Sols de Bretagne ». Afin de couvrir la variabilité des sols observés en Bretagne, nous avons sélectionné des échantillons de différentes textures et teneurs en carbone organique, issus de différents matériaux parentaux.

Les travaux présentés dans le chapitre III ont mené à la définition d'un nouvel indice spectral nommé « Soil water spectral index » (SWSI), basé sur la largeur à mi-hauteur de la bande d'absorption proche de 1920 nm. La teneur en eau volumique du sol a montré une relation linéaire décroissante avec l'augmentation de l'indice SWSI sur l'ensemble des échantillons de sol étudiés. L'ordonnée à l'origine de cette relation linéaire nous paraît être pertinente pour donner une estimation de la valeur théorique de teneur en eau volumique à saturation. La pente de la relation semble être liée aux forces de succion et de rétention exercées par le sol pour retenir l'eau. En effet, plus la valeur absolue de la pente est élevée, plus la libération de l'eau à partir de la matrice du sol est facile. En outre, ces deux paramètres (pente et ordonnée à l'origine) sont variables en fonction des différentes propriétés physico-chimiques des sols. Ils ont montré des corrélations significatives avec la texture et la teneur en carbone organique (CO) du sol. Néanmoins, les effets de la teneur en CO sur la pente et l'ordonnée à l'origine sont variables en fonction de la texture du sol. Dans les sols à texture grossière, l'augmentation de la microporosité avec la teneur en CO, entraîne généralement une augmentation de l'ordonnée à l'origine et une diminution de la valeur absolue de la pente (AvS). Dans les sols à texture fine, une augmentation de la teneur en CO entraîne une augmentation de la macroporosité, et donc une augmentation de l'AvS. Cela est parfaitement expliqué par les propriétés de rétention des deux catégories de texture. L'exploration de l'effet de la variabilité régionale des propriétés physico-chimiques des sols, nous a permis de valider l'utilité et la pertinence de notre indice pour différents sols bretons d'une part, et d'étudier les effets de la variabilité des propriétés physico-chimiques de ces derniers sur leurs propriétés de rétention en eau d'autre part. En conclusion, dans ce premier volet nous proposons un nouvel indice spectral SWSI qui montre une pertinence pour étudier les propriétés de rétention en eau de différents sols. La SPIR est donc pertinente pour évaluer les effets de la variabilité texturale et structurale des sols sur la rétention en eau, ce qui ouvre de nouvelles perspectives de recherche et d'applications pour cette méthode.

- ***Volet 2: La spectroscopie proche infrarouge est-elle pertinente pour évaluer la qualité physique des sols en prenant en compte la variabilité régionale des propriétés physico-chimiques des sols ?***

Pour ce deuxième volet, nous avons défini deux objectifs principaux. Le premier était de vérifier la pertinence de l'indice SWSI sur une gamme plus large d'horizons de sols observés dans la région de Bretagne. Le second était d'évaluer le potentiel de l'indice SWSI pour étudier la qualité physique des sols. Pour cela, nous avons sélectionné dans la base de données « Sols de Bretagne » des nouveaux échantillons prélevés dans des horizons minéraux plus profonds et permettant de couvrir une gamme plus large de textures et de teneurs en CO. Les résultats présentés dans le chapitre IV ont confirmé la relation linéaire décroissante de la teneur en eau avec l'augmentation de l'indice SWSI pour les différents échantillons de sol étudiés ici. Par conséquent, on estime que l'indice SWSI peut être utilisé pour n'importe quel échantillon de sol. Une tentative de définir d'autres indices en relation avec des propriétés du sol a été également faite. Ces indices peuvent être utiles pour étudier des propriétés du sol mais en comparaison avec l'indice SWSI, ils n'apportent aucune valeur ajoutée, voire sont moins pertinents que l'indice SWSI. Ce résultat nous a alors amené à ne garder que l'indice SWSI pour la suite de la thèse. En ce qui concerne l'évaluation de la qualité physique des sols, les deux paramètres de la relation linéaire (pente et ordonnée à l'origine) nous ont permis de définir un plan de lecture des propriétés hydriques des sols. Ce plan est construit avec les valeurs de l'ordonnée à l'origine en abscisse et la valeur absolue de la pente (AvS) en ordonnée. En se basant sur ce plan, une nouvelle approche pour étudier la qualité physique des sols a été définie. La projection des échantillons de sols dans ce plan permet de comparer les propriétés de rétention des échantillons entre eux et d'évaluer leur qualité par la suite. Trois classes de sols

selon leur qualité physique ont été définies : une première classe dite de « mauvaise » qualité physique regroupe les échantillons ayant des valeurs faibles de AvS et d'ordonnée à l'origine ; une deuxième classe dite de « bonne » qualité physique regroupe les échantillons ayant des valeurs élevées de AvS et d'ordonnée à l'origine ; et enfin une troisième classe dite de qualité physique « moyenne » regroupe des échantillons ayant soit des faibles valeurs de l'ordonnée à l'origine avec des fortes valeurs de AvS soit l'inverse. Pour vérifier la pertinence de cette approche, nous avons comparé les résultats issus du plan avec les résultats issus de différents indicateurs de qualité physique utilisés dans la littérature (en particulier l'indice de Dexter). L'évaluation de la qualité physique de nos échantillons avec notre approche spectrale mène à des résultats similaires, voire complémentaires, des résultats obtenus avec des approches classiques.

L'hétérogénéité spatiale des sols et des perturbations anthropiques locales qu'ils subissent rendront sans doute à moyen terme l'évaluation de la qualité des sols indispensable en de nombreux sites et circonstances. Face à la quantité immense de données à collecter, les approches de SPIR en laboratoire, *in situ* et à terme par imagerie hyperspectrale embarquée, constitueront des outils de choix pour relever ce défi.

- ***Volet 3 : Dans l'horizon du sol travaillé, les pratiques agricoles mises en œuvre ont-elles un effet sur les propriétés hydriques du sol ? La spectroscopie permet-elle d'évaluer cet effet sur la rétention de l'eau et la qualité physique des sols ?***

Ce volet a eu pour objectif d'évaluer les effets des pratiques culturales (modes de travail du sol et de fertilisation) mises en place dans la station expérimentale de EFELE sur les propriétés de rétention en eau et la qualité physique de la couche travaillée des sols. Pour atteindre cet objectif, deux campagnes d'échantillonnage ont été effectuées à l'état initial (2012) et après 5 ans d'exploitation du site (2017). Les échantillons ont été collectés à deux profondeurs (0–15 et 15–25 cm). Les résultats de ce volet ont été présentés dans le chapitre V. Concernant les propriétés de rétention en eau des sols, des différences significatives ont été mises en évidence entre les 4 modalités de pratiques agricoles, particulièrement dans la couche 15–25 cm du sol. Ces différences ont été attribuées principalement aux effets du mode de travail du sol et en moindre effet au mode de fertilisation apporté. Globalement, les valeurs de rétention en eau les plus élevées ont été obtenues pour un mode de travail du sol correspondant au labour conventionnel combiné avec une fertilisation organique (fumier de bovin) tandis que les valeurs les plus faibles ont été mises en évidence avec un mode de travail du sol simplifié quel que soit le type de fertilisation. La qualité physique des sols est légèrement améliorée avec un labour conventionnel par rapport à celle qui est observée sous un mode de travail du sol simplifié et cela est plus perceptible à la profondeur 15–25 cm et dans les parcelles recevant une fertilisation organique. Les résultats obtenus par notre approche spectrale ont été comparés avec ceux qui ont été obtenus à partir d'une approche basée sur la mesure des propriétés physico-chimiques et d'indicateurs classiquement utilisés dans la littérature pour évaluer les effets des pratiques agricoles. Dans l'ensemble, notre approche a été pertinente pour étudier les effets du mode de travail du sol et de fertilisation (organique versus minérale) sur les propriétés de rétention en eau et la qualité physique des sols. En partant uniquement des spectres acquis dans le PIR et des teneurs en eau associées, l'évaluation de la rétention en eau et de la qualité physique est alors plus rapide et simple par rapport aux approches conventionnelles.

Les travaux de ce volet ont montré que la SPIR est autant opérationnelle que les approches classiques pour évaluer les effets des pratiques agricoles sur les propriétés hydriques et la qualité physique des sols. Néanmoins, la faible durée (5 ans) de l'expérimentation des pratiques agricoles testées sur les propriétés de rétention en eau et la qualité physique des sols, limite la portée de notre étude. En effet, cette durée d'expérimentation est vraisemblablement une des

raisons qui expliquerait que certains effets ne soient pas encore significativement discriminés. Toutefois, nos résultats actuels laissent présager que notre approche permettra d'accéder à des résultats plus précis sur des données long terme.

- ***Volet 4 : La courbe caractéristique de rétention en eau peut-elle être estimée avec la spectroscopie proche infrarouge ?***

Ce dernier volet a eu pour objectif d'évaluer la pertinence de la spectroscopie proche infrarouge dans l'étude de la courbe caractéristique de rétention en eau θ (h) en prenant en compte les résultats obtenus dans les trois précédents volets. Aller plus loin vers l'estimation des paramètres du modèle empirique de Van Genuchten (1980) était aussi un objectif explicite de notre étude. Pour ce volet, nous avons utilisé les spectres et les courbes de rétention en eau des échantillons des horizons organo-minéraux A provenant du programme « Sol de Bretagne » et des prélèvements de sols du site EFELE. Les résultats de ce volet, présentés dans le chapitre VI, ont montré une pertinence de la SPIR pour étudier la courbe caractéristique de rétention en eau. Nous avons mis en évidence que la réflectance augmente systématiquement avec le potentiel matriciel (h). Les plus fortes augmentations de réflectance, en particulier au voisinage de 1920 nm, ont été observées à partir des $pF=3$ ce qui a été expliqué par le changement dans la nature des forces appliquées par le sol pour retenir l'eau. En effet, à partir de $pF=3$, les forces de capillarité sont de plus en plus dominées par les forces d'adsorption et l'eau sera de plus en plus liée à la matrice du sol. Pour un état d'humidité donné, les différences observées ont été attribuées non seulement à la variabilité texturale entre les échantillons, mais aussi à la variabilité structurale résultant soit des pratiques agricoles employées soit de la teneur en CO des échantillons. La présence d'une relation linéaire entre la teneur en eau et l'indice SWSI, nous a amenés à regarder le comportement de SWSI en fonction du potentiel matriciel. Une courbe symétrique à celle de θ (h) a été constatée entre SWSI et h, ce qui suggère la possibilité d'étudier la courbe de rétention en partant uniquement des valeurs de SWSI. Notre approche a été pertinente (RMSE=0,03) dans le calcul de la saturation effective (S_e) qui est une caractéristique du modèle de Van Genuchten. L'ajustement des valeurs de SWSI à différents potentiels matriciels avec le modèle de Van Genuchten (1980) a permis de calculer des paramètres caractéristiques des courbes SWSI (h). Ces paramètres ont montré des corrélations significatives avec les paramètres caractéristiques du modèle de Van Genuchten (α et n), qui sont définis à partir des teneurs en eau mesurées (θ). Finalement, ces premiers résultats ont montré la pertinence de la SPIR en général, et de l'indice SWSI en particulier, dans l'étude de la courbe de rétention en eau. L'estimation des paramètres du modèle de Van Genuchten est également envisageable avec cette méthode.

3. Perspectives

Plusieurs pistes peuvent être envisagées pour la poursuite du travail engagé. Une des pistes serait d'étendre notre étude des propriétés de rétention en eau à des sols provenant de contextes pédoclimatiques différents et plus contrastés par rapport au contexte des sols de Bretagne. Il s'agit tout d'abord de vérifier si la relation entre notre l'indice spectral SWSI, basé sur la seule bande d'absorption au voisinage de 1920 nm, et la teneur en eau est toujours linéaire et pertinente pour étudier les propriétés de rétention en eau. Ensuite il s'agit de vérifier le comportement de SWSI lorsque nous avons affaire à des échantillons contenant des argiles gonflantes. La densité apparente D_a va varier au cours du processus et des fissures vont apparaître et on peut raisonnablement se poser la question sur le devenir de la relation teneur en eau - SWSI. Une autre situation intéressante qui mérite d'être explorée, c'est d'évaluer l'effet de la présence d'éléments grossiers comme des cailloux sur cette relation.

Concernant l'étude des effets des pratiques agricoles sur les propriétés de rétention en eau et sur la qualité physique des sols, il faudra valider notre approche sur un essai de longue durée qui est exploité depuis plus d'une dizaine d'années. Nous avons déjà amorcé cette phase sur un essai expérimentale piloté et mis en place par la chambre régionale d'agriculture de Bretagne (CRAB) en 2000.

Une étape ultime de ce travail, est de vérifier si l'évaluation des propriétés de rétention en eau et de la qualité physique des sols est toujours envisageable par notre approche dans le cas où les mesures spectrales sont acquises *in-situ*.

Références bibliographiques

- Abdollahi, L. & Munkholm, L.J. 2014. Tillage System and Cover Crop Effects on Soil Quality: I. Chemical, Mechanical, and Biological Properties. *Soil Science Society of America Journal*, **78**, 262.
- Abiven, S., Menasseri, S. & Chenu, C. 2009. The effects of organic inputs over time on soil aggregate stability – A literature analysis. *Soil Biology and Biochemistry*, **41**, 1-12.
- Abrol, I.P. & Palta, J.P. 1968. Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material. *Soil Science*, **106**, 465–468.
- Acar, M., Celik, I. & Günal, H. 2018. Effects of long-term tillage systems on aggregate-associated organic carbon in the eastern Mediterranean region of Turkey. *Eurasian Journal of Soil Science (Ejss)*, **7**, 51-58.
- AFNOR. 1992. Norme X31–505. Qualité des sols—Méthodes physiques—Méthode de détermination du volume apparent et du contenu en eau des mottes. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR. 1995. NF ISO 10694. Qualité du sol—Dosage du carbone organique et du carbone total après combustion sèche (analyse élémentaire). Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR. 1998. Norme NF ISO 11274. Qualité du sol—Détermination de la caractéristique de la rétention en eau—Méthodes de laboratoire. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- AFNOR. 2003. Norme NF X31–107. Qualité du sol—Détermination de la distribution granulométrique des particules du sol—Méthode à la pipette. Association Française de Normalisation, Paris–La défense.
- Agreste. 2014. Pratiques phytosanitaires-grandes cultures.
- Agreste. 2018. Mémento de la statistique agricole Direction régionale de l'alimentation, de l'agriculture et de la forêt (DRAAF), Bretagne.
- Ahuja, L.R., Fiedler, F., Dunn, G.H., Benjamin, J.G. & Garrison, A. 1998. Changes in soil water retention curves due to tillage and natural reconsolidation. *Soil Science Society of America Journal*, **62**, 1228–1233.
- Al Majou, H., Bruand, A., Duval, O. & Cousin, I. 2007. Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols. *Étude et Gestion des Sols*, **14**, 103-116.
- Alletto, L. & Coquet, Y. 2009. Temporal and spatial variability of soil bulk density and near-saturated hydraulic conductivity under two contrasted tillage management systems. *Geoderma*, **152**, 85-94.
- Alletto, L., Coquet, Y. & Roger-Estrade, J. 2010. Two-dimensional spatial variation of soil physical properties in two tillage systems. *Soil Use and Management*, **26**, 432-444.

- Alvarez, R. & Steinbach, H.S. 2009. A review of the effects of tillage systems on some soil physical properties, water content, nitrate availability and crops yield in the Argentine Pampas. *Soil and Tillage Research*, **104**, 1–15.
- Angel, H.Z., Stovall, J.P., Williams, H.M., Farrish, K.W., Oswald, B.P. & Young, J.L. 2018. Surface and Subsurface Tillage Effects on Mine Soil Properties and Vegetative Response. *Soil Science Society of America Journal*, **82**, 475.
- Arya, L.M. & Paris, J.F. 1981. A physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density Data. *Soil Science Society of America Journal*, **45**, 1023-1030.
- Assouline, S. & Or, D. 2013. Conceptual and Parametric Representation of Soil Hydraulic Properties: A Review. *Vadose Zone Journal*, **12**, 0.
- Assouline, S., Tessier, D. & Bruand, A. 1998. A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resources Research*, **34**, 223-231.
- ASTM D698. 2007. Standard Test Methods for Laboratory Compaction Characteristics of Soil Using Standard Effort. *ASTM, International, West Conshohocken, PA*.
- Awada, L., Lindwall, C.W. & Sonntag, B. 2014. The development and adoption of conservation tillage systems on the Canadian Prairies. *International Soil and Water Conservation Research*, **2**, 47-65.
- Azooz, R.H. & Arshad, M.A. 2001. Soil water drying and recharge rates as affected by tillage under continuous barley and barley–canola cropping systems in northwestern Canada. *Canadian Journal of Soil Science*, **81**, 45–52.
- Babaeian, E., Homae, M., Montzka, C., Vereecken, H. & Norouzi, A.A. 2015a. Towards retrieving soil hydraulic properties by hyperspectral remote sensing. *Vadose Zone Journal*, **14**.
- Babaeian, E., Homae, M., Montzka, C., Vereecken, H., Norouzi, A.A. & van Genuchten, M.T. 2016. Soil moisture prediction of bare soil profiles using diffuse spectral reflectance information and vadose zone flow modeling. *Remote Sensing of Environment*, **187**, 218–229.
- Babaeian, E., Homae, M., Vereecken, H., Montzka, C., Norouzi, A.A. & van Genuchten, M.T. 2015b. A comparative study of multiple approaches for predicting the soil-water retention curve: hyperspectral information vs. basic soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **79**, 1043–1058.
- Bai, Z., Caspari, T., Gonzalez, M.R., Batjes, N.H., Mäder, P., Bünemann, E.K., *et al.* 2018. Effects of agricultural management practices on soil quality: A review of long-term experiments for Europe and China. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **265**, 1-7.
- Baize, D. 2000. Guide des analyses en pédologie: 2e édition édition revue et augmentée p. 257 INRA, Paris, France.
- Baize, D., Duval, O. & Richard, G. 2013. *Les sols et leurs structures: Observations à différentes échelles*. Éditions Quæ, Versailles.
- Baize, D. & Girard, M.C. 2008. *Référentiel pédologique 2008*. éditions Quæ, Collection « Savoir Faire », Paris.
- Baize, D. & Jabiol, B. 2011. Guide pour la description des sols. 2ème édition revue et corrigée. p. 400. INRA, Paris.
- Balesdent, J., Chenu, C. & Balabane, M. 2000. Relationship of soil organic matter dynamics to physical protection and tillage. *Soil and Tillage Research*, **53**, 215–230.

- Ball, B.C., Batey, T. & Munkholm, L.J. 2007. Field assessment of soil structural quality – a development of the Peerkamp test. *Soil Use and Management*, **23**, 329-337,.
- Ball, B.C., Batey, T., Munkholm, L.J., Guimarães, R.M.L., Boizard, H., McKenzie, D.C., *et al.* 2015. The numeric visual evaluation of subsoil structure (SubVESS) under agricultural production. *Soil and Tillage Research*, **148**, 85-96.
- Bastet, G., Bruand, A., Quélin, P. & Cousin, I. 1998. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Étude et Gestion des Sols*, **5**, 1-24.
- Bauer, A. & Black, A.L. 1992. Organic Carbon Effects on Available Water Capacity of Three Soil Textural Groups. *Soil Science Society of America Journal*, **56**, 248-254.
- Baumgardner, M.F., Silva, L.R., Biehl, L.L. & Stoner, E.R. 1985. Reflectance properties of soils. *Advances in Agronomy*, **38**.
- Bedidi, A. 1992. Moisture effects on visible spectral characteristics of lateritic soils. *Soil Science*, **153**, 129–141.
- Ben-Dor, E. & Banin, A. 1995. Near-infrared analysis as a rapid method to simultaneously evaluate several soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **59**, 364-372.
- Ben-Dor, E., Taylor, R.G., Hill, J., Demattê, J.A.M., Whiting, M.L., Chabrillat, S., *et al.* 2008. Imaging spectrometry for soil applications. **97**, 321-392.
- Ben Dor, E., Goldshleger, N., Benyamini, Y., Agassi, M. & Blumberg, D.G. 2003. The spectral reflectance properties of soil structural crusts in the 1.2- to 2.5- μm spectral region. *Soil Science Society of America Journal*, **67**, 289–299.
- Ben Dor, E., Irons, J. & Epema, G.F. 1999. Soil Reflectance. In: *Remote sensing for the earth sciences: manual of remote sensing* (ed. Rencz, A.N.), pp. 111–188. John Wiley & Sons, New York.
- Bescansa, P., Imaz, M.J., Virto, I., Enrique, A. & Hoogmoed, W.B. 2006a. Soil water retention as affected by tillage and residue management in semiarid Spain. *Soil and Tillage Research*, **87**, 19-27.
- Bescansa, P., Imaz, M.J., Virto, I., Enrique, A. & Hoogmoed, W.B. 2006b. Soil water retention as affected by tillage and residue management in semiarid Spain. *Soil and Tillage Research*, **87**, 19–27.
- Bholowalia, P. & Kumar, A. 2014. EBK-Means: A clustering technique based on Elbow method and K-means in WSN. *International Journal of Computer Applications*, **105**, 17-24.
- Bittelli, M., Campbell, G.S. & Flury, M. 1999. Characterization of particle-size distribution in soils with a fragmentation model. *Soil Science Society of America Journal*, **63**, 782–788.
- Bittelli, M. & Flury, M. 2009. Errors in water retention curves determined with pressure plates *Soil Science Society of America Journal*, **73**, 1453–1460.
- Blanco-Canqui, H. & Lal, R. 2007. Impacts of long-term wheat straw management on soil hydraulic properties under no-tillage. *Soil Science Society of America Journal*, **71**, 1166.
- Bodner, G., Scholl, P., Loiskandl, W. & Kaul, H.P. 2013. Environmental and management influences on temporal variability of near saturated soil hydraulic properties. *Geoderma*, **204-205**, 120-129.

- Bogrekci, I., Suk Lee, W. & Herrera, J. 2004. Spectral Signatures for the Lake Okeechobee Soils Using UV-VIS-NIR Spectroscopy and Predicting Phosphorus Concentrations. ASAE, St. Joseph, MI.
- Boizard, H., Chenu, C., Labreuche, J. & Roger-Estrade, J. 2013. Dynamique de la structure du sol en travail et non travail du sol. In: *Faut-il travailler le sol? Acquis et innovations pour une agriculture durable* (eds. Labreuche, J., Laurent, F. & Roger-Estrade, J.), pp. 49-62. Quæ, Arvalis-Institut du végétal, Paris, France.
- Boizard, H., Richard, G., Roger-Estrade, J., Durr, C. & Boiffin, J. 2002. Cumulative effects of cropping systems on the structure of the tilled layer in northern France. *Soil and Tillage Research*, **64**, 149-164.
- Børgesen, C.D., Jacobsen, O.H., Hansen, S. & Schaap, M.G. 2006. Soil hydraulic properties near saturation, an improved conductivity model. *Journal of Hydrology*, **324**, 40-50.
- Bottinelli, N., Angers, D.A., Hallaire, V., Michot, D., Le Guillou, C., Cluzeau, D., *et al.* 2017. Tillage and fertilization practices affect soil aggregate stability in a humic cambisol of northwest France. *Soil and Tillage Research*, **170**, 14–17.
- Bowers, S.A. & Hanks, R.J. 1965. Reflection of radiant energy from soils. *Soil Science*, **100**, 130–138.
- Breure, A.M., Mulder, C., Rutgers, M., Schouten, T., De Zwart, D. & Bloem, J. 2004. A biological indicator for soil quality. In: *Agricultural Impacts on Soil Erosion and Soil Biodiversity: Developing Indicators for Policy Analysis*, pp. 485–494. OECD Expert Meeting, Rome, Italy, March 2003.
- Bronick, C.J. & Lal, R. 2005. Soil structure and management: a review. *Geoderma*, **124**, 3–22.
- Brooks, R.H. & Corey, T.A. 1964. Hydraulic properties of porous media, Hydrology Paper No 3. Civil Engineering Department, University, Fort Collins, Colorado State
- Bruand, A. 1990. Improved prediction of water-retention properties of clayey soils by pedological stratification. *Journal of soil science*, **41**, 491-497.
- Bruand, A., Duval, O. & 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. *Étude et Gestion des Sols*, **11**, 323 –334.
- Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R. & Jamagne, M. 1996. Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols: Importance de la densité apparente. *Étude et Gestion des Sols*, **3**, 27–40.
- Bruand, A., Pérez Fernández, P., Duval, O., Quétin, P., Nicoullaud, B., Gaillard, H., *et al.* 2002. Estimation des propriétés de rétention en eau des sols: Utilisation de classes de pedotransfert après stratifications texturale et texturo-structurale. *Étude et Gestion des Sols*, **9**, 105-125.
- Brunet, D., Barthès, B.G., Chotte, J.-L. & Feller, C. 2007. Determination of carbon and nitrogen contents in Alfisols, Oxisols and Ultisols from Africa and Brazil using NIRS analysis: Effects of sample grinding and set heterogeneity. *Geoderma*, **139**, 106-117.
- Bünemann, E.K., Bongiorno, G., Bai, Z., Creamer, R.E., De Deyn, G., de Goede, R., *et al.* 2018. Soil quality – A critical review. *Soil Biology and Biochemistry*, **120**, 105-125.
- Busari, M.A., Kukal, S.S., Kaur, A., Bhatt, R. & Dulazi, A.A. 2015. Conservation tillage impacts on soil, crop and the environment. *International Soil and Water Conservation Research*, **3**, 119-129.

- Calvet, R. 2003. *Le sol: Propriétés et Fonctions. Tome 2: Phénomènes physiques et chimiques, Applications agronomiques et environnementales*. Editions France Agricole, Paris, Dunod.
- Campbell, G.S. 1974. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data. *Soil Science*, **117**, 311–314. .
- Cañasveras, J.C., Barrón, V., del Campillo, M.C., Torrent, J. & Gómez, J.A. 2010. Estimation of aggregate stability indices in Mediterranean soils by diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma*, **158**, 78–84.
- Carsel, R.F. & Parrish, R.S. 1988. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, **24**, 755–769.
- Castellini, M. & Ventrella, D. 2012. Impact of conventional and minimum tillage on soil hydraulic conductivity in typical cropping system in Southern Italy. *Soil and Tillage Research*, **124**, 47-56.
- Chan, K.Y., Heenan, D.P. & So, H.B. 2003. Sequestration of carbon and changes in soil quality under conservation tillage on light-textured soils in Australia: a review. *Australian Journal of Experimental Agriculture*, **43** 325-334.
- Chang, C.W., Laird, D.A., Mausbach, M.J. & Hurburgh, C.R. 2001. Near-infrared reflectance spectroscopy-principal components regression analyses of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **65**, 480–490.
- Chauvel, A. 1977. *Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. Evolution et réorganisation des sols rouges de moyenne Casamance*. . Université de Strasbourg, ORSTOM (Paris) n° 62.
- Chen, H., Hou, R., Gong, Y., Li, H., Fan, M. & Kuzyakov, Y. 2009. Effects of 11 years of conservation tillage on soil organic matter fractions in wheat monoculture in Loess Plateau of China. *Soil and Tillage Research*, **106**, 85-94.
- Chenu, C., Le Bissonnais, Y. & Arrouays, D. 2000. Organic matter influence on clay wettability and soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, **64**, 1479–1486.
- Chesworth, W., Camps Arbestain, M., Macías, F., Spaargaren, O., Mualem, Y., Morel-Seytoux, H.J., *et al.* 2008. Classification of soils: World Reference Base (WRB) for soil resources. In: *Encyclopedia of Soil Science*. (ed. Chesworth, W.), pp. 120–122. Springer, Dordrecht, the Netherlands.
- Clark, R.N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: *Remote sensing for the earth sciences : manual of remote sensing* (ed. Rencz, A.N.), pp. 3–58. John Wiley & Sons, New York, NY.
- Clark, R.N. & Roush, T.L. 1984. Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **89**, 6329–6340.
- Cornelis, W.M., Ronsyn, J., Meirvenne, M.V. & Hartmann, R. 2001. Evaluation of pedotransfer functions for predicting the Soil moisture retention curve. *Soil Science Society of America Journal*, **65**, 638-648.
- Cozzolino, D., Parker, M., Damberg, R.G., Herderich, M. & Gishen, M. 2006. Chemometrics and visible-near infrared spectroscopic monitoring of red wine fermentation in a pilot scale. *Biotechnol Bioeng*, **95**, 1101-1107.
- Czyż, E.A. & Dexter, A.R. 2008. Soil physical properties under winter wheat grown with different tillage systems at selected locations. *International Agrophysics*, **22**, 191–200.

- Dalal, R.C., Henderson, P.A. & Glasby, J.M. 1991. Organic matter and microbial biomass in a vertisol after 20 yr of zero-tillage. *Soil Biology and Biochemistry*, **23**, 435–441.
- Dalal, R.C. & Henry, R.J. 1986. Simultaneous Determination of Moisture, Organic Carbon, and Total Nitrogen by Near Infrared Reflectance Spectrophotometry. *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 120-123.
- Daraghmeh, O.A., Jensen, J.R. & Petersen, C.T. 2008. Near-Saturated Hydraulic Properties in the Surface Layer of a Sandy Loam Soil under Conventional and Reduced Tillage. *Soil Science Society of America Journal*, **72**, 1728.
- Demattê, J.A.M., Sousa, A.A., Alves, M.C., Nanni, M.R., Fiorio, P.R. & Campos, R.C. 2006. Determining soil water status and other soil characteristics by spectral proximal sensing. *Geoderma*, **135**, 179–195.
- Dexter, A.R. 2004a. Soil physical quality - Part III: Unsaturated hydraulic conductivity and general conclusions about S-theory. *Geoderma*, **120**, 227-239.
- Dexter, A.R. 2004b. Soil physical quality — Part I. Theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. *Geoderma*, **120**, 201–214.
- Dexter, A.R. 2004c. Soil physical quality: Part II. Friability, tillage, tith and hard-setting. *Geoderma*, **120**, 215–225.
- Dexter, A.R. & Bird, N.R.A. 2001. Methods for predicting the optimum and the range of soil water contents for tillage based on the water retention curve. *Soil & Tillage Research*, **57**, 203-212.
- Dexter, A.R. & Czyz, E.A. 2000. Soil Physical Quality and the Effects of Management. In: *Soil Quality, Sustainable Agriculture and Environmental Security in Central and Eastern Europe, NATO Science Series 2, Environmental Security*, (eds. Wilson, M.J. & Maliszewska-Kordybach, B.), p. 153–165. Kluwer Academic, Dordrecht, Netherlands.
- Ding, D., Zhao, Y., Feng, H., Peng, X. & Si, B. 2016. Using the double-exponential water retention equation to determine how soil pore-size distribution is linked to soil texture. *Soil and Tillage Research*, **156**, 119-130.
- Druner, W. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Soil Science Society of America Journal*, **30**, 211-223.
- Durner, W. 1994. Hydraulic conductivity estimation for soils with heterogeneous pore structure. *Water Resources Research*, **30**, 211-223.
- Ekschmitt, K., Stierhof, T., Dauber, J., Kreimes, K. & Wolters, V. 2003. On the quality of soil biodiversity indicators: abiotic and biotic parameters as predictors of soil faunal richness at different spatial scales. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, **98**, 273-283.
- Ellerbrock, R.H., Leue, M. & Gerke, H.H. 2016. Interpretation of infrared spectra for OM characterization of soil structural surfaces of Bt-horizons. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, **179**, 29-38.
- Emerson, W.W. 1959. The structure os soil crumbs. *Journal of soil science*, **10**, 235-244.
- FAO. 2015. La situation mondiale de l'alimentation et de l'agriculture -Protection sociale et agriculture: Briser le cercle vicieux de la pauvreté rurale. p. 143, Rome.
- FAO. 2018. The future of food and agriculture – Alternative pathways to 2010. p. 224, Rome.
- Farifteh, J., Farshad, A. & George, R.J. 2006. Assessing salt-affected soils using remote sensing, solute modelling, and geophysics. *Geoderma*, **130**, 191-206.

- Ferreras, L.A., Costa, J.L., Gracia, F.O. & Pecorari, C. 2000. Effect of no-tillage on some soil physical properties of a structural degraded petrocalcic paleudoll of the southern "pampa" of Argentina. *Soil and Tillage Research*, **54**, 31–39.
- Forgey, E. 1965. Cluster analysis of multivariate data: Efficiency vs. interpretability of classification. *Biometrics*, **21**, 768–769.
- Fredlund, D.G. & Xing, A. 1994. Equations for the soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, **31**, 521–532.
- Friedman, H.P. & Rubin, J. 1967. On some invariant criteria for grouping data *Journal of the American Statistical Association*, **62**, 1159–1178
- Gardi, C., Tomaselli, M., Parisi, V., Petraglia, A. & Santini, C. 2002. Soil quality indicators and biodiversity in northern Italian permanent grasslands. *European Journal of Soil Biology*, **38**, 103–110.
- Genot, V., Bock, L., Dardenne, P. & Colinet, G. 2014. Use of near-infrared reflectance spectroscopy in soil analysis: A review. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, **18**, 247–261.
- Gis-Sol. 2011. *L'état des sols de France. Groupement d'intérêt scientifique sur les sols*, 188p.
- Gobat, J.M., Aragno, M. & Matthey, W. 2010. *Le sol vivant: Bases de pédologie - Biologie des sols*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, Suisse.
- Gomez, C., Drost, A.P.A. & Roger, J.M. 2015. Analysis of the uncertainties affecting predictions of clay contents from VNIR/SWIR hyperspectral data. *Remote Sensing of Environment*, **156**, 58–70.
- Gomez, C., Le Bissonnais, Y., Annabi, M., Bahri, H. & Raclot, D. 2013. Laboratory Vis–NIR spectroscopy as an alternative method for estimating the soil aggregate stability indexes of Mediterranean soils. *Geoderma*, **209–210**, 86–97.
- Gomez, C., Viscarra Rossel, R.A. & McBratney, A.B. 2008. Soil organic carbon prediction by hyperspectral remote sensing and field vis-NIR spectroscopy: An Australian case study. *Geoderma*, **146**, 403–411.
- Green, T.R., Ahuja, L.R. & Benjamin, J.G. 2003. Advances and challenges in predicting agricultural management effects on soil hydraulic properties. *Geoderma*, **116**, 3–27.
- Green, V., Stott, D., Cruz, J. & Curi, N. 2007. Tillage impacts on soil biological activity and aggregation in a Brazilian Cerrado Oxisol. *Soil and Tillage Research*, **92**, 114–121.
- Groenevelt, P.H. & Grant, C.D. 2004. A new model for the soil-water retention curve that solves the problem of residual water contents. *European Journal of Soil Science*, **55**, 479–485.
- Gubler, A. 2011. *Quantitative estimations of soil properties by Visible and Near Infrared Spectroscopy – applications for laboratory and field measurements*. PhD Dissertation, Bern University, Switzerland.
- Guérif, J., Richard, G., Durr, C., Machet, J.M., Recous, S. & Roger-Estrade, J. 2001. A review of tillage effects on crop residue management, seedbed conditions and seedling establishment. *Soil and Tillage Research*, **61**, 13–32.
- Guimarães, R.M.L., Ball, B.C. & Tormena, C.A. 2011. Improvements in the visual evaluation of soil structure. *Soil Use and Management*, no-no.
- Hakansson, I. 1990. A method for characterizing the state of compactness of the plough layer. *Soil & Tillage Research*, **16**, 105–120.

- Hall, D.G., Reeve, M.J., Thomasson, A.J. & Wright, V.F. 1977. Water retention, porosity and density of field soils. Technical Monograph. n° 9. p. 74. Soil Survey of England and Wales, Harpenden Rothamsted Experimental Station, UK.
- Haruna, S.I., Anderson, S.H., Nkongolo, N.V. & Zaibon, S. 2018. Soil Hydraulic Properties: Influence of Tillage and Cover Crops. *Pedosphere*, **28**, 430-442.
- Haubrocka, S.N., Chabrillata, S., Kuhnertb, M., Hostert, P. & Kaufmann, H. 2008. Surface soil moisture quantification and validation based on hyperspectral data and field measurements. *Journal of Applied Remote Sensing*, **2**, 023552.
- Haverkamp, R., Leij, F.J., Fuentes, C., Sciortino, A. & Ross, P.J. 2005. Soil Water Retention: I. Introduction of a shape index. *Soil Science Society of America Journal*, **69**, 1881.
- Hillel, D. 1974. *L'eau et le sol: Principes et processus physiques*. Université catholique, Louvain, Belgique.
- Hillel, D. 2004. Encyclopedia of soils in the environment (eds. Hillel, D., Rosenzweig, C., Scow, K., Singer, M. & Sparks, D.), p. 2200. Academic Press, New York, USA.
- Hodnett, M.G. & Tomasella, J. 2002. Marked differences between van Genuchten soil water-retention parameters for temperate and tropical soils: a new water retention pedo-transfer functions developed for tropical soils. *Geoderma*, **108**, 155-180.
- Hotelling, H. 1936. Relations between two sets of variables. *Biometrika*, **28**, 321-327.
- Hu, W., Shao, M., Wang, Q., Fan, J. & Horton, R. 2009. Temporal changes of soil hydraulic properties under different land uses. *Geoderma*, **149**, 355-366.
- Hummel, J.W., Sudduth, K.A. & Hollinger, S.E. 2001. Soil moisture and organic matter prediction of surface and subsurface soils using an NIR soil sensor. *Computers and Electronics in Agriculture*, **32**, 149-165.
- Hunt, A.G., Ewing, R.P. & Horton, R. 2013. What's Wrong with Soil Physics? *Soil Science Society of America Journal*, **77**, 1877.
- Hunt, G.R. 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics*, **42**, 501-513.
- Ickowitz, A., Powell, B., Rowland, D., Jones, A. & Sunderland, T. 2019. Agricultural intensification, dietary diversity, and markets in the global food security narrative. *Global Food Security*, **20**, 9-16.
- IPBES. 2018. Intergovernmental Science-Policy Platform on Biodiversity and Ecosystem Services. The assessment report of land degradation and restoration. p. 965.
- Islam, K., Singh, B. & McBratney, A. 2003. Simultaneous estimation of several soil properties by ultra-violet, visible, and near-infrared reflectance spectroscopy. *Soil Research*, **41**, 1101-1114.
- Jabro, J.D., Iversen, W.M., Stevens, W.B., Evans, R.G., Mikha, M.M. & Allen, B.L. 2016. Physical and hydraulic properties of a sandy loam soil under zero, shallow and deep tillage practices. *Soil and Tillage Research*, **159**, 67-72.
- Jamagne, M. 1967. Bases et techniques d'une cartographie des sols. *Annales agronomiques*, **18**, 142.
- Jana, R.B., Mohanty, B.P. & Springer, E.P. 2008. Multiscale Bayesian neural networks for soil water content estimation. *Water Resources Research*, **44**.

- Janik, L.J., Forrester, S.T. & Rawson, A. 2009. The prediction of soil chemical and physical properties from mid-infrared spectroscopy and combined partial least-squares regression and neural networks (PLS-NN) analysis. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, **97**, 179–188.
- Janik, L.J., Merry, R.H., Forrester, S.T., Lanyon, D.M. & Rawson, A. 2007. Rapid prediction of soil water retention using mid infrared spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, **71**, 507–514.
- Janik, L.J., Soriano-Disla, J.M., Forrester, S.T. & McLaughlin, M.J. 2016. Moisture effects on diffuse reflection infrared spectra of contrasting minerals and soils: A mechanistic interpretation. *Vibrational Spectroscopy*, **86**, 244–252.
- Jarvis, N., Koestel, J., Messing, I., Moeys, J. & Lindahl, A. 2013. Influence of soil, land use and climatic factors on the hydraulic conductivity of soil. *Hydrology and Earth System Sciences*, **17**, 5185-5195.
- Jarvis, N.J. 2007. A review of non-equilibrium water flow and solute transport in soil macropores: principles, controlling factors and consequences for water quality. *European Journal of Soil Science*, **58**, 523–546.
- Ji, W., Viscarra Rossel, R.A. & Shi, Z. 2015. Accounting for the effects of water and the environment on proximally sensed vis-NIR soil spectra and their calibrations. *European Journal of Soil Science*, **66**, 555-565.
- Jiao, Y., Whalen, J.K. & Hendershot, W.H. 2006. No-tillage and manure applications increase aggregation and improve nutrient retention in a sandy-loam soil. *Geoderma*, **134**, 24-33.
- Jirků, V., Kodešová, R., Nikodem, A., Mühlhanslová, M. & Žigová, A. 2013. Temporal variability of structure and hydraulic properties of topsoil of three soil types. *Geoderma*, **204-205**, 43-58.
- Kabiri, V., Raiesi, F. & Ghazavi, M.A. 2015. Six years of different tillage systems affected aggregate-associated SOM in a semi-arid loam soil from Central Iran. *Soil and Tillage Research*, **154**, 114–125.
- Kaiser, H.F. 1991. Coefficient alpha for a principal component and the Kaiser–Guttman rule. *Psychological Reports*, **68**, 855-858.
- Kaleita, A.L., Tian, L.F. & Hirschi, M.C. 2005. Relationship between soil moisture content and soil surface reflectance. *American Society of Agricultural Engineers*, **48**, 1979–1986.
- Kargas, G. & Londra, P.A. 2014. Effect of tillage practices on the hydraulic properties of a loamy soil. *Desalination and Water Treatment*, **54**, 2138-2146.
- Keesstra, S.D., Bouma, J., Wallinga, J., Tittonell, P., Smith, P., Cerdà, A., *et al.* 2016. The significance of soils and soil science towards realization of the United Nations Sustainable Development Goals. *Soil*, **2**, 111-128.
- Kim, I., Pullanagari, R.R., Deurer, M., Singh, R., Huh, K.Y. & Clothier, B.E. 2014. The use of visible and near-infrared spectroscopy for the analysis of soil water repellency. *European Journal of Soil Science*, **65**, 360–368.
- Klute, A. 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: Laboratory methods. In: *Methods of soil analysis. Part 1. 2nd ed.* (ed. Klute, A.), pp. 687–732. SSSA Book Ser. 5. ASA and SSSA, Madison, WI.

- Knadel, M., Deng, F., Alinejadian, A., Wollesen de Jonge, L., Moldrup, P. & Greve, M.H. 2014. The effects of moisture conditions—from wet to hyper dry—on visible near-infrared spectra of Danish reference soils. *Soil Science Society of America Journal*, **78**, 422–433.
- Knadel, M., Viscarra Rossel, R.A., Deng, F., Thomsen, A. & Greve, M.H. 2013. Visible–near infrared spectra as a proxy for topsoil texture and glacial boundaries. *Soil Science Society of America Journal*, **77**, 568.
- Lagacherie, P., Baret, F., Feret, J.B., Netto, J.M. & Robbez-Masson, J.M. 2008. Estimation of soil clay and calcium carbonate using laboratory, field and airborne hyperspectral measurements. *Remote Sensing of Environment*, **112**, 825-835.
- Larney, F.J. & Angers, D.A. 2012a. The role of organic amendments in soil reclamation: A review. *Canadian Journal of Soil Science*, **92**, 19-38.
- Larney, F.J. & Angers, D.A. 2012b. The role of organic amendments in soil reclamation: A review. *Canadian Journal of Soil Science*, **92**, 19–38.
- Lebart, L., Morineau, A. & Piron, M. 1995. *Statistique exploratoire multidimensionnelle*. Dunod, Paris
- Leij, F.J., Ghezzehei, T.A. & Or, D. 2002. Modeling the dynamics of the soil pore-size distribution. *Soil and Tillage Research*, **64**, 61–78.
- Leong, E.C. & Rahardjo, H. 1997. Review of soil-water characteristic curve equations *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, **123**, 1106-1117.
- Li, Y., Chen, D., White, R.E., Zhu, A. & Zhang, J. 2007. Estimating soil hydraulic properties of Fengqiu County soils in the North China Plain using pedo-transfer functions. *Geoderma*, **138**, 261-271.
- Li, Y., Liu, S., Liao, Z. & He, C. 2012. Comparison of two methods for estimation of soil water content from measured reflectance. *Canadian Journal of Soil Science*, **92**, 845-857.
- Licht, M.A. & Al-Kaisi, M. 2005. Strip-tillage effect on seedbed soil temperature and other soil physical properties. *Soil and Tillage Research*, **80**, 233-249.
- Linker, R. 2008. Soil Classification Via Mid-infrared Spectroscopy. pp. 1137-1146. Springer US, Boston, MA.
- Lipiec, J., Kuś, J., Słowińska-Jurkiewicz, A. & Nosalewicz, A. 2006. Soil porosity and water infiltration as influenced by tillage methods. *Soil and Tillage Research*, **89**, 210–220.
- Lipiec, J. & Nosalewicz, A. 2004. The effects of soil compaction on plant root growth, function and stomatal diffusive resistance. In: *Plant growth in relation to soil physical conditions* (eds. Lipiec, J., Nosalewicz, A. & Józefaciuk, G.), pp. 86–94. IA PAS Press, Lublin, Poland.
- Liu, W.D., Baret, F., Gu, X.F., Tong, Q.X., Zheng, L.F. & Zhang, B. 2002. Relating soil surface moisture to reflectance. *Remote Sensing of Environment*, **81**, 238-246.
- Liu, Y., Gao, M., Wu, W., Tanveer, S.K., Wen, X. & Liao, Y. 2013. The effects of conservation tillage practices on the soil water-holding capacity of a non-irrigated apple orchard in the Loess Plateau, China. *Soil and Tillage Research*, **130**, 7–12.
- Lobell, D.B. & Asner, G.P. 2002. Moisture effects on soil reflectance. *Soil Science Society of America Journal*, **66**, 722–727.
- Mahmoodlu, M.G., Raoof, A., Sweijen, T. & van Genuchten, M.T. 2016. Effects of sand compaction and mixing on pore structure and the unsaturated soil hydraulic properties. *Vadose Zone Journal*, **15**.

- Maillard, E. & Angers, D.A. 2014. Animal manure application and soil organic carbon stocks: a meta-analysis. *Glob Chang Biol*, **20**, 666-679.
- Malaya, C. & Sreedeeep, S. 2012. Critical review on the parameters influencing soil-water characteristic curve. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **138**, 55-62.
- Marakkala Manage, L.P., Greve, M.H., Knadel, M., Moldrup, P., de Jonge, L.W. & Katuwal, S. 2018. Visible-near-infrared spectroscopy prediction of soil characteristics as affected by soil-water content. *Soil Science Society of America Journal*, **82**, 1333.
- Marshall, T.J., Holmes, J.W. & Rose, C.W. 1996. *Soil physics (3rd ed.)*. Cambridge University Press, Cambridge.
- McBratney, A.B., Minasny, B. & Viscarra Rossel, R. 2006. Spectral soil analysis and inference systems: A powerful combination for solving the soil data crisis. *Geoderma*, **136**, 272–278.
- McKenzie, D.C. 2001. Rapid assessment of soil compaction damage. I. The SOILpak score, a semi quantitative measure of soil structural form. *Australian Journal of Soil Research*, **39**, 117-125.
- Mikha, M.M. & Rice, C.W. 2004. Tillage and manure effects on soil and aggregate-associated carbon and nitrogen. *Soil Science Society of America Journal*, **68**, 809-816.
- Miller, W.H. 2001. The semiclassical initial value representation: A potentially practical way for adding quantum effects to classical molecular dynamics simulations. *Journal of Physical and Chimestry A*, **105**, 2942-2955.
- Millington, R.J. & Quirk, J.P. 1961. Permeability of porous media. *Transactions of the Faraday Society*, **57**, 1200–1207.
- Minasny, B., Malone, B., Stockmann, U., Odgers, N. & McBratney, A.B. 2014. Pedometrics. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*.
- Minasny, B., Malone, B.P., McBratney, A.B., Angers, D.A., Arrouays, D., Chambers, A., *et al.* 2017. Soil carbon 4 per mille. *Geoderma*, **292**, 59-86.
- Minasny, B. & McBratney, A. 2002. The neuro-m method for fitting neural network parametric pedotransfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, **66**, 352-361.
- Minasny, B. & McBratney, A. 2006. A conditioned Latin hypercube method for sampling in the presence of ancillary information. *Computers & Geosciences*, **32**, 1378–1388.
- Minasny, B. & McBratney, A.B. 2018. Limited effect of organic matter on soil available water capacity. *European Journal of Soil Science*, **69**, 39–47.
- Minasny, B., McBratney, A.B., Bellon-Maurel, V., Roger, J.-M., Gobrecht, A., Ferrand, L., *et al.* 2011. Removing the effect of soil moisture from NIR diffuse reflectance spectra for the prediction of soil organic carbon. *Geoderma*, **167-168**, 118-124.
- Minasny, B., McBratney, A.B., Tranter, G. & Murphy, B.W. 2008. Using soil knowledge for the evaluation of mid-infrared diffuse reflectance spectroscopy for predicting soil physical and mechanical properties. *European Journal of Soil Science*, **59**, 960–971.
- Mol, G. & Keesstra, S. 2012. Soil science in a changing world. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, **4**, 473-477.
- Monnier, G., Stengel, P. & Fies, J.C. 1973. Une methode de mesure de la densite apparente de petits agglomerats terreux: Application a l'analyse des systemes de porosite du sol. *Annales agronomiques*, **24**, 533–545.

- Moret, D. & Arrúe, J.L. 2007. Characterizing soil water-conducting macro- and mesoporosity as influenced by tillage using tension infiltrometry. *Soil Science Society of America Journal*, **71**, 500–506.
- Morgan, C.L.S., Waiser, T.H., Brown, D.J. & Hallmark, C.T. 2009. Simulated in situ characterization of soil organic and inorganic carbon with visible near-infrared diffuse reflectance spectroscopy. *Geoderma*, **151**, 249-256.
- Mouazen, A.M., Karoui, R., De Baerdemaeker, J. & Ramon, H. 2006. Characterization of soil water content using measured visible and near infrared spectra. *Soil Science Society of America Journal*, **70**, 1295–1302.
- Mualem, Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, **12**, 513-522.
- Mualem, Y. 1986. Hydraulic conductivity of unsaturated soils: prediction and formulas. In: *Method of soil analysis: Part 1. Physical and mineralogical methods* (ed. A., K.), pp. 799–823. American Society of Agronomy-Soil Science Society of America, Madison, USA.
- Mueller, L., Shepherd, G., Schindler, U., Ball, B.C., Munkholm, L.J., Hennings, V., *et al.* 2013. Evaluation of soil structure in the framework of an overall soil quality rating. *Soil and Tillage Research*, **127**, 74-84.
- Musy, A. & Soutter, M. 1991. *Physique du sol*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, Suisse.
- Naderi-Boldaji, M. & Keller, T. 2016. Degree of soil compactness is highly correlated with the soil physical quality index S. *Soil and Tillage Research*, **159**, 41–46.
- Nawar, S., Buddenbaum, H., Hill, J., Kozak, J. & Mouazen, A.M. 2016. Estimating the soil clay content and organic matter by means of different calibration methods of vis-NIR diffuse reflectance spectroscopy. *Soil and Tillage Research*, **155**, 510-522.
- Nemes, A., Schaap, M.G. & Wösten, J.H.M. 2003. Functional evaluation of pedotransfer functions derived from different scales of data collection. *Soil Science Society of America Journal*, **67**, 1093-1102.
- Nocita, M., Stevens, A., Noon, C. & van Wesemael, B. 2013. Prediction of soil organic carbon for different levels of soil moisture using Vis-NIR spectroscopy. *Geoderma*, **199**, 37–42.
- Nolet, C., Poortinga, A., Roosjen, P., Bartholomeus, H. & Ruessink, G. 2014. Measuring and modeling the effect of surface moisture on the spectral reflectance of coastal beach sand. *Plos One*, **9**, e112151.
- Osunbitan, J.A., Oyedele, D.J. & Adekalu, K.O. 2005. Tillage effects on bulk density, hydraulic conductivity and strength of a loamy sand soil in southwestern Nigeria. *Soil and Tillage Research*, **82**, 57–64.
- Ou, J., Perot, B. & Rothstein, J.P. 2004. Laminar drag reduction in microchannels using ultrahydrophobic surfaces. *Physics of Fluids*, **16**, 4635-4643.
- Pachepsky, Y. & Rawls, W.J. 2003. Soil structure and pedotransfer functions. *European Journal of Soil Science*, **54**, 443–451.
- Papadopoulos, A., Bird, N.R.A., Whitmore, A.P. & Mooney, S.J. 2014. Does organic management lead to enhanced soil physical quality? *Geoderma*, **213**, 435-443.
- Patil, N.G. & Singh, S.K. 2016. Pedotransfer functions for estimating soil hydraulic properties: A review. *Pedosphere*, **26**, 417–430.

- Peerlkamp, P.K. 1959. A visual method of soil structure evaluation. Meded. van. *Mededelingen van de Landbouwhogeschool en der opzoekingsstations van den Staat te Gent*, **24**, 216-221.
- Peña-Sancho, C., López, M.V., Gracia, R. & Moret-Fernández, D. 2016. Effects of tillage on the soil water retention curve during a fallow period of a semiarid dryland. *Soil Research*, **55**, 114-123.
- Pérès, G., Vandenbulcke, F., Guernion, M., Hedde, M., Beguiristain, T., Douay, F., *et al.* 2011. Earthworm indicators as tools for soil monitoring, characterization and risk assessment. An example from the national Bioindicator programme (France). *Pedobiologia*, **54**, S77-S87.
- Pieri, C.J.M.G. 1992. Fertility of soils: A future for farming in the west African Savannah. p. 334. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Pires, L.F., Borges, J.A.R., Rosa, J.A., Cooper, M., Heck, R.J., Passoni, S., *et al.* 2017. Soil structure changes induced by tillage systems. *Soil and Tillage Research*, **165**, 66-79.
- Pittaki-Chrysodonta, Z., Moldrup, P., Knadel, M., Iversen, B.V., Hermansen, C., Greve, M.H., *et al.* 2018. Predicting the Campbell soil water retention function: comparing visible–near-infrared spectroscopy with classical pedotransfer function. *Vadose Zone Journal*, **17**, 0.
- Pulido Moncada, M., Gabriels, D., Cornelis, W. & Lobo, D. 2015. Comparing aggregate stability tests for soil physical quality indicators. *Land Degradation & Development*, **26**, 843-852.
- Pulleman, M., Creamer, R., Hamer, U., Helder, J., Pelosi, C., Pérès, G., *et al.* 2012. Soil biodiversity, biological indicators and soil ecosystem services—an overview of European approaches. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, **4**, 529-538.
- Quélin, P. & Gaillard, H. 1998. Mesure des propriétés de rétention en eau sur des mottes. Fiche protocole INRA Orléans, Unité de Science du Sol – SESCOF.
- Rabot, E., Wiesmeier, M., Schlüter, S. & Vogel, H.J. 2018. Soil structure as an indicator of soil functions: A review. *Geoderma*, **314**, 122-137.
- Rajkai, K., Tóth, B., Barna, G., Hernádi, H., Kocsis, M. & Makó, A. 2015. Particle-size and organic matter effects on structure and water retention of soils. *Biologia*, **70**, 1456-1461.
- Ramankutty, N., Mehrabi, Z., Waha, K., Jarvis, L., Kremen, C., Herrero, M., *et al.* 2018. Trends in global agricultural land use: implications for environmental health and food security. *Annual review of plant biology*, **69**, 789-815.
- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. & Saxton, K.E. 1982. Estimation of soil water properties. *Transactions of ASAE*, **25**, 1316-1320.
- Rawls, W.J., Pachepsky, Y.A., Ritchie, J.C., Sobecki, T.M. & Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, **116**, 61–76.
- Reeve, M.J., Smith, P.D. & Thomasson, J.A. 1973. The effects of density on water retention properties of field soils. *European Journal of Soil Science*, **24**, 355-367.
- Reichert, J.M., Suzuki, L.E.A.S., Reinert, D.J., Horn, R. & Håkansson, I. 2009. Reference bulk density and critical degree-of-compactness for no-till crop production in subtropical highly weathered soils. *Soil and Tillage Research*, **102**, 242-254.
- Reynolds, W.D., Drury, C.F., Tan, C.S., Fox, C.A. & Yang, X.M. 2009. Use of indicators and pore volume–function characteristics to quantify soil physical quality. *Geoderma*, **152**, 252-263.

- Richard, G., Cousin, I., Sillon, J.F., Bruand, A. & Guérief, J. 2001. Effect of compaction on the porosity of a silty soil: influence on unsaturated hydraulic properties. *European Journal of Soil Science*, **52**, 49–58.
- Richard, G., Sillon, J.F., Cousin, I. & Bruand, A. 2004. Travail du sol, structure et fonctionnement hydrique du sol en régime d'évaporation. *Etude et gestion des sols, association française pour l'étude des sols*, **11**, 59–68.
- Richards, L.A. 1931. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, **1**, 318–333.
- Riou, C., Bonhomme, R., Chassin, P., Neveu, A. & Papy, F. eds. 1997. *L'eau dans l'espace rural —production végétale et qualité de l'eau*. Institut national de la recherche agronomique (INRA°, Paris, France).
- Robinson, D.A., Jones, S.B., Blonquist, J.M. & Friedman, S.P. 2005. A physically derived water content/permittivity calibration model for coarse-textured, layered soils. *Soil Science Society of America Journal*, **69**, 1372.
- Rodionov, A., Pätzold, S., Welp, G., Pallares, R.C., Damerow, L. & Amelung, W. 2014. Sensing of soil organic carbon using visible and near-infrared spectroscopy at variable moisture and surface roughness. *Soil Science Society of America Journal*, **78**, 949–957.
- Roger-Estrade, J., Labreuche, J. & Boizard, H. 2013. Importance du travail du sol: typologie des modes de mise en œuvre et effets sur le rendement des cultures. In: *Faut-il travailler le sol? Acquis et innovations pour une agriculture durable* (eds. Labreuche, J., Laurent, F. & Roger-Estrade, J.), pp. 11–25. Quæ, Arvalis-Institut du végétal, Paris, France.
- Roger, J.-M., Chauchard, F. & Bellon-Maurel, V. 2003. EPO–PLS external parameter orthogonalisation of PLS application to temperature-independent measurement of sugar content of intact fruits. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, **66**, 191–204.
- Romano, N. & Palladino, M. 2002. Prediction of soil water retention using soil physical data and terrain attributes. *Journal of Hydrology*, **265**, 56–75.
- Rousseeuw, P.J. 1987. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, **20**, 53–65.
- Rowell, D.L. 1994. *Soil science: Methods and applications*
Routledge Taylor & Francis Group London and New York.
- Ruellan, A. & Dosso, M. 1993. *Regards sur le sol*. Les Éditions Foucher, Universités Francophones, Paris.
- Sadeghi, M., Babaeian, E., Tuller, M. & Jones, S.B. 2018. Particle size effects on soil reflectance explained by an analytical radiative transfer model. *Remote Sensing of Environment*, **210**, 375–386.
- Salem, H.M., Valero, C., Muñoz, M.Á., Rodríguez, M.G. & Silva, L.L. 2015. Short-term effects of four tillage practices on soil physical properties, soil water potential, and maize yield. *Geoderma*, **237–238**, 60–70.
- Santra, P., Sahoo, R.N., Das, B.S., Samal, R.N., Pattanaik, A.K. & Gupta, V.K. 2009. Estimation of soil hydraulic properties using proximal spectral reflectance in visible, near-infrared, and shortwave-infrared (VIS–NIR–SWIR) region. *Geoderma*, **152**, 338–349.

- Sarathjith, M.C., Das, B.S., Vasava, H.B., Mohanty, B., Sahadevan, A.S., Wani, S.P., *et al.* 2014. Diffuse reflectance spectroscopic approach for the characterization of soil aggregate size distribution. *Soil Science Society of America Journal*, **78**, 369.
- Savvides, A., Corstanje, R., Baxter, S.J., Rawlins, B.G. & Lark, R.M. 2010. The relationship between diffuse spectral reflectance of the soil and its cation exchange capacity is scale-dependent. *Geoderma*, **154**, 353-358.
- Saxton, K.E. & Rawls, W.J. 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal*, **70**, 1569.
- Saxton, K.E., Rawls, W.J., Romberger, J.S. & Papendic, R.I. 1986. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, **50**, 1031–1036.
- Schaap, M.G., Leij, F.J. & van Genuchten, M.T. 1998. Neural network analysis for hierarchical prediction of soil water retention and saturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, **62**, 847-855.
- Schaap, M.G., Leij, F.J. & Van Genuchten, M.T. 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, **251**, 163-176.
- Schlüter, S., Großmann, C., Diel, J., Wu, G.-M., Tischer, S., Deubel, A., *et al.* 2018. Long-term effects of conventional and reduced tillage on soil structure, soil ecological and soil hydraulic properties. *Geoderma*, **332**, 10-19.
- Schoeneberger, P.D., Wysocki, D.A., Benham, E.C. & Staff, S.S. 2012. Field book for describing and sampling soils, version 3.0, natural resources conservation service. National Soil Survey Center, Lincoln NE.
- Schwartz, R.C., Baumhardt, R.L. & Evett, S.R. 2010. Tillage effects on soil water redistribution and bare soil evaporation throughout a season. *Soil and Tillage Research*, **110**, 221-229.
- Schwen, A., Bodner, G. & Loiskandl, W. 2011a. Time-variable soil hydraulic properties in near-surface soil water simulations for different tillage methods. *Agricultural Water Management*, **99**, 42-50.
- Schwen, A., Bodner, G., Scholl, P., Buchan, G.D. & Loiskandl, W. 2011b. Temporal dynamics of soil hydraulic properties and the water-conducting porosity under different tillage. *Soil and Tillage Research*, **113**, 89-98.
- Sharma, S.K., Mohanty, B.P. & Zhu, J. 2006. Including topography and vegetation attributes for developing pedotransfer functions. *Soil Science Society of America Journal*, **70**, 1430.
- Shein, E.V., Skvortsova, E.B., Dembovetskii, A.V., Abrosimov, K.N., Il'in, L.I. & Shnyrev, N.A. 2016. Pore-size distribution in loamy soils: A comparison between microtomographic and capillarimetric determination methods. *Eurasian Soil Science*, **49**, 315-325.
- Shepherd, K.D. & Walsh, M.G. 2002. Development of reflectance spectral libraries for characterization of soil properties. *Soil Science Society of America Journal*, **66**, 988-998.
- Shepherd, T.G. 2000. Visual soil assessment volume 1: Field guide for cropping and pastoral grazing on flat to rolling country. p. 84. Horizons.mw & Landcare Research, Palmerston North.
- Shepherd, T.G. 2009. Visual soil assessment. volume 1. Field guide for pastoral grazing and cropping on flat to rolling country. Horizons Regional Council, Palmerston North.
- Shukla, M.K. 2014. *Soil physics: An introduction*. CRC Press, Taylor & Francis Group, Boca Raton, Florida, United States of America.

- Shukla, M.K., Lal, R. & Ebinger, M. 2006. Determining soil quality indicators by factor analysis. *Soil and Tillage Research*, **87**, 194-204.
- Simunek, J., Angulo-Jaramillo, R., Schaap, M.G., Vandervaere, J.P. & Van Genuchten, M.T. 1998. Using an inverse method to estimate the hydraulic properties of crusted soils from tension-disc infiltrometer data. *Geoderma*, **86**, 61-81.
- Six, J., Feller, C., Deneff, K., Ogle, S.M., de Moraes, J.C. & Albrecht, A. 2002. Soil organic matter, biota and aggregation in temperate and tropical soils—effects of no-tillage. *Agronomie*, **22**, 755–775.
- Six, J., Ogle, S.M., Jay breidt, F., Conant, R.T., Mosier, A.R. & Paustian, K. 2004. The potential to mitigate global warming with no-tillage management is only realized when practised in the long term. *Global Change Biology*, **10**, 155-160.
- Soltani, I., Fouad, Y., Michot, D., Bréger, P., Dubois, R. & Cudennec, C. 2019. A near infrared index to assess effects of soil texture and organic carbon content on soil water content. *European Journal of Soil Science*, **70**, 151-161.
- Soriano-Disla, J.M., Janik, L.J., Viscarra Rossel, R.A., MacDonald, L.M. & McLaughlin, M.J. 2014. The performance of visible, near-, and mid-infrared reflectance spectroscopy for prediction of soil physical, chemical, and biological properties. *Applied Spectroscopy Reviews*, **49**, 139–186.
- Stenberg, B. 2010. Effects of soil sample pretreatments and standardised rewetting as interacted with sand classes on Vis–NIR predictions of clay and soil organic carbon. *Geoderma*, **158**, 15–22.
- Stenberg, B., Viscarra Rossel, R.A., Mouazen, A.M. & Wetterlind, J. 2010. Visible and near infrared spectroscopy in soil science. *Advances in Agronomy*, **107**, 163–215.
- Strudley, M., Green, T. & Ascoughii, J. 2008. Tillage effects on soil hydraulic properties in space and time: State of the science. *Soil and Tillage Research*, **99**, 4–48.
- Tauro, F., Selker, J., van de Giesen, N., Abrate, T., Uijlenhoet, R., Porfiri, M., *et al.* 2018. Measurements and Observations in the XXI century (MOXXI): innovation and multi-disciplinarity to sense the hydrological cycle. *Hydrological Sciences Journal*, **63**, 169–196.
- Tessier, D., Bruand, A., Le Bissonnais, Y. & Dambrine, E. 1996. Qualité chimique et physique des sols : spatiale et évolution. *Étude et Gestion des Sols*, **4**, 229-244.
- Thierfelder, C. & Wall, P.C. 2009. Effects of conservation agriculture techniques on infiltration and soil water content in Zambia and Zimbabwe. *Soil and Tillage Research*, **105**, 217-227.
- Thoumazeau, A., Bessou, C., Renevier, M.-S., Trap, J., Marichal, R., Mareschal, L., *et al.* 2019. Biofunctool®: a new framework to assess the impact of land management on soil quality. Part A: concept and validation of the set of indicators. *Ecological Indicators*, **97**, 100-110.
- Tóth, G., Stolbovoy, V. & Montanarella, L. 2007. Soil quality and sustainability evaluation—An integrated approach to support soil-related policies of the European Union. (ed. EN, E.), p. 40. Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg.
- UNDP. 2015. Sustainable development goals. New York.
- 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.

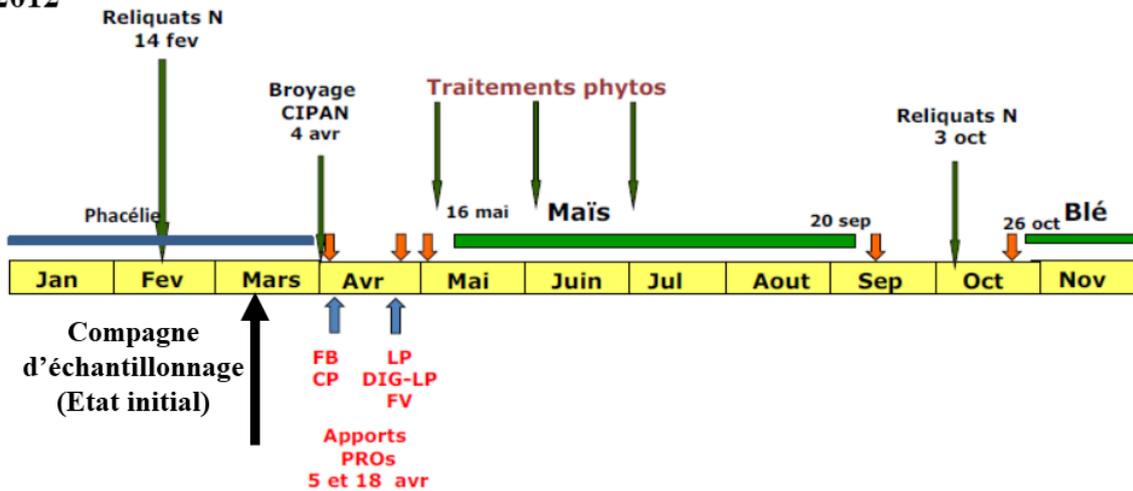
- Van Lanen, H.A.J., Bannink, M.H. & Bouma, J. 1987. Use of simulation to assess the effects of different tillage practices on land qualities of a sandy loam soil. *Soil and Tillage Research*, **10**, 347-361.
- Velasquez, E., Lavelle, P. & Andrade, M. 2007. GISQ, a multifunctional indicator of soil quality. *Soil Biology and Biochemistry*, **39**, 3066-3080.
- Vereecken, H., Maes, J., Feyen, J. & Darius, P. 1989. Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Science*, **148**, 389-403.
- Vereecken, H., Schnepf, A., Hopmans, J.W., Javaux, M., Or, D., Roose, D.O.T., *et al.* 2016. Modeling soil processes: review, key challenges, and new perspectives. *Vadose Zone Journal*, **15**.
- Vereecken, H., Weynants, M., Javaux, M., Pachepsky, Y., Schaap, M.G. & Genuchten, M.T.v. 2010. Using pedotransfer functions to estimate the van Genuchten–Mualem soil hydraulic properties: A review. *Vadose Zone Journal*, **9**, 795.
- Verhulst, N., Kienle, F., Sayre, K.D., Deckers, J., Raes, D., Limon-Ortega, A., *et al.* 2010. Soil quality as affected by tillage-residue management in a wheat-maize irrigated bed planting system. *Plant and Soil*, **340**, 453-466.
- Viscarra Rossel, R.A. & Behrens, T. 2010a. Using data mining to model and interpret soil diffuse reflectance spectra. *Geoderma*, **158**, 46-54.
- Viscarra Rossel, R.A., Behrens, T., Ben-Dor, E., Brown, D.J., Demattê, J.A.M., Shepherd, K.D., *et al.* 2016. A global spectral library to characterize the world's soil. *Earth-Science Reviews*, **155**, 198-230.
- Viscarra Rossel, R.A. & McBratney, A.B. 1998. Laboratory evaluation of a proximal sensing technique for simultaneous measurement of soil clay and water content. *Geoderma*, **85**, 19-39.
- Viscarra Rossel, R.A., Rizzo, R., Demattê, J.A.M. & Behrens, T. 2010. Spatial modeling of a soil fertility index using visible–near-infrared spectra and terrain attributes. *Soil Science Society of America Journal*, **74**, 1293.
- Viscarra Rossel, R.A., Walvoort, D.J.J., McBratney, A.B., Janik, L.J. & Skjemstad, J.O. 2006. Visible, near infrared, mid infrared or combined diffuse reflectance spectroscopy for simultaneous assessment of various soil properties. *Geoderma*, **131**, 59-75.
- Viscarra Rossel, R.A.V. & Behrens, T. 2010b. Using data mining to model and interpret soil diffuse reflectance spectra. *Geoderma*, **158**, 46-54.
- Vogel, H.-J., Bartke, S., Daedlow, K., Helming, K., Kögel-Knabner, I., Lang, B., *et al.* 2018. A systemic approach for modeling soil functions. *Soil*, **4**, 83-92.
- Walczak, R.T., Moreno, F., Sławiński, C., Fernandez, E. & Arrue, J.L. 2006. Modeling of soil water retention curve using soil solid phase parameters. *Journal of Hydrology*, **329**, 527-533.
- Walter, C., Bispo, A., Chenu, C., Langlais-Hesse, A. & Schwartz, C. 2015. Les services écosystemiques des sols: du concept à sa valorisation. In: *Agriculture et Foncier*, pp. 53-68. Cahiers Demeter, Paris.
- Wang, D.-C., Zhang, G.-L., Rossiter, D.G. & Zhang, J.-H. 2016. The prediction of soil texture from visible–near-infrared spectra under varying moisture conditions. *Soil Science Society of America Journal*, **80**, 420.

- Whalen, J.K., Hub, Q. & Liua, A. 2003. Compost applications increase water-stable aggregates in conventional and no-tillage systems. *Soil Science Society of America Journal*, **67**, 1842–1847.
- Whiting, M.L., Li, L. & Ustin, S.L. 2004. Predicting water content using Gaussian model on soil spectra. *Remote Sensing of Environment*, **89**, 535–552.
- Wiesmeier, M., Urbanski, L., Hobbey, E., Lang, B., von Lützow, M., Marin-Spiotta, E., *et al.* 2019. Soil organic carbon storage as a key function of soils - A review of drivers and indicators at various scales. *Geoderma*, **333**, 149-162.
- Wijewardane, N.K., Ge, Y. & Morgan, C.L.S. 2016. Moisture insensitive prediction of soil properties from VNIR reflectance spectra based on external parameter orthogonalization. *Geoderma*, **267**, 92-101.
- Wösten, J.H.M., Finke, P.A. & Jansen, M.J.W. 1995. Comparison of class and continuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics. *Geoderma*, **66**, 227-237.
- Wu, C.-Y., Jacobson, A.R., Laba, M. & Baveye, P.C. 2009. Alleviating moisture content effects on the visible near-infrared diffuse-reflectance sensing of soils. *Soil Science*, **2009 v.174 no.8**, pp. 456-465.
- Zhang, M., Lu, Y., Heitman, J., Horton, R. & Ren, T. 2017. Temporal changes of soil water retention behavior as affected by wetting and drying following tillage. *Soil Science Society of America Journal*, **81**, 1288.
- Zhu, Y., Weindorf, D.C., Chakraborty, S., Haggard, B., Johnson, S. & Bakr, N. 2010. Characterizing surface soil water with field portable diffuse reflectance spectroscopy. *Journal of Hydrology*, **391**, 133–140.
- Zou, G.H., Li, Y., Wang, Y., Liu, D.L., Liu, X.L., Li, Y.Y., *et al.* 2016. Pedo-transfer functions for estimating the hydraulic properties of paddy soils in subtropical central China. *Archives of Agronomy and Soil Science*, **62**, 982-993.

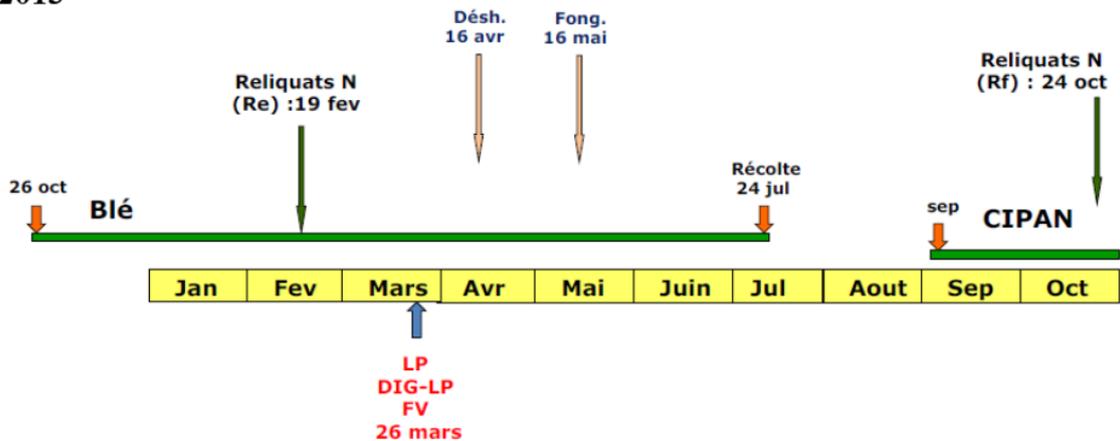
Annexes

Annexe 1. Itinéraires techniques et culturaux des cultures de blé et Maïs au niveau du site EFELE pour les années 2012, 2013 et 2014 (les flèches rouges indiquent le travail du sol : enfouissement superficiel des PROs, labour ou préparation de sol par passage de Compil sur la partie en travail simplifiée de l'essai TSMO, déchaumage, préparation de sol précédant le semis du blé)

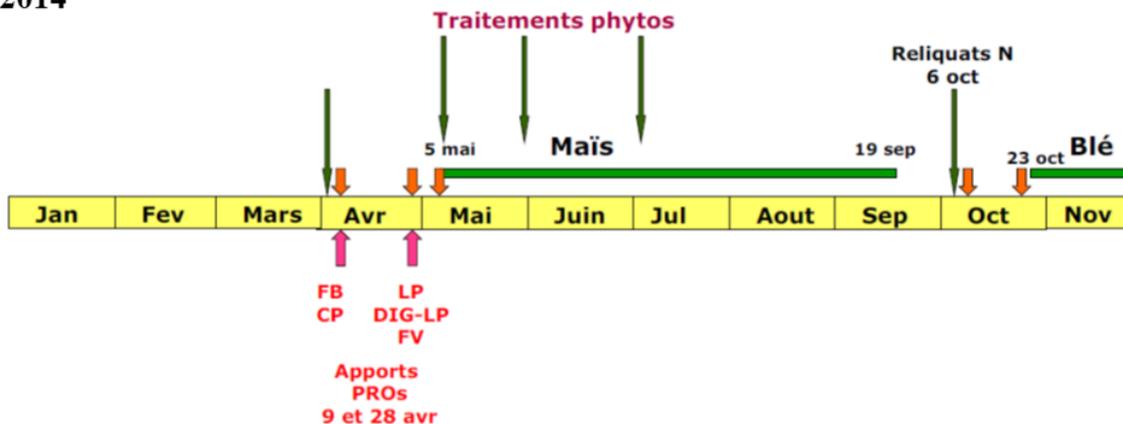
2012



2013

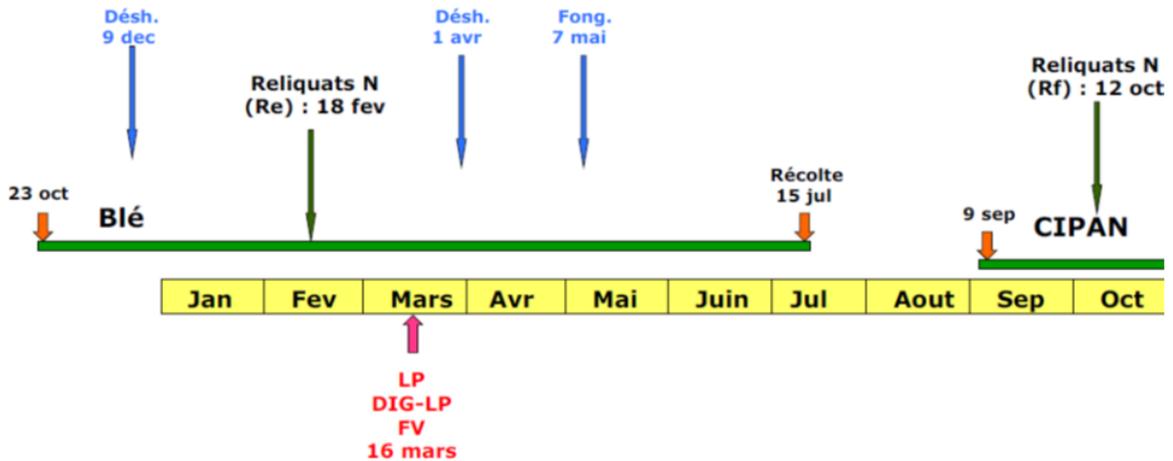


2014

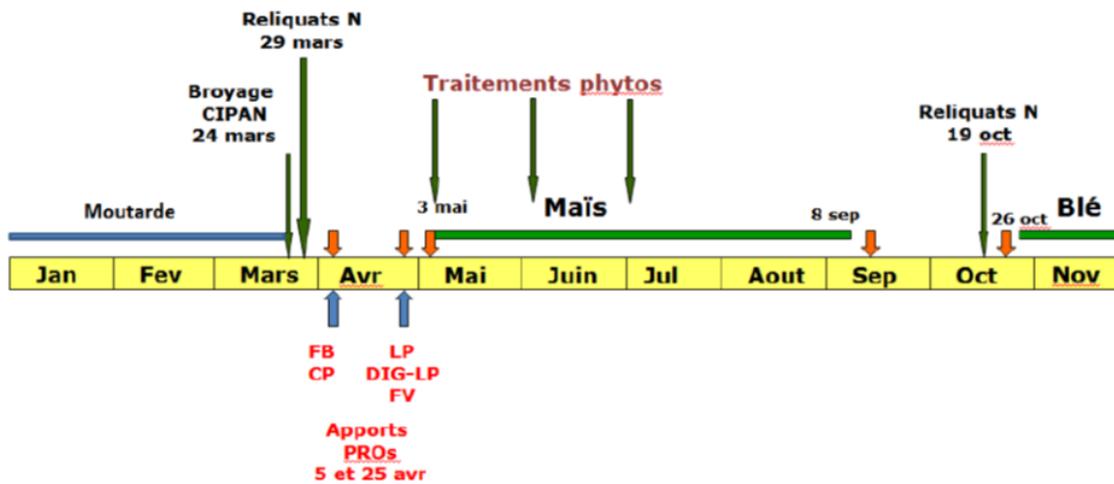


Annexe 2. Itinéraires techniques et culturaux des cultures de blé et Maïs au niveau du site EFELE pour les années 2015, 2016 et 2017 (les flèches rouges indiquent le travail du sol : enfouissement superficiel des PROs, labour ou préparation de sol par passage de Compil sur la partie en travail simplifiée de l'essai TSMO, déchaumage, préparation de sol précédant le semis du blé)

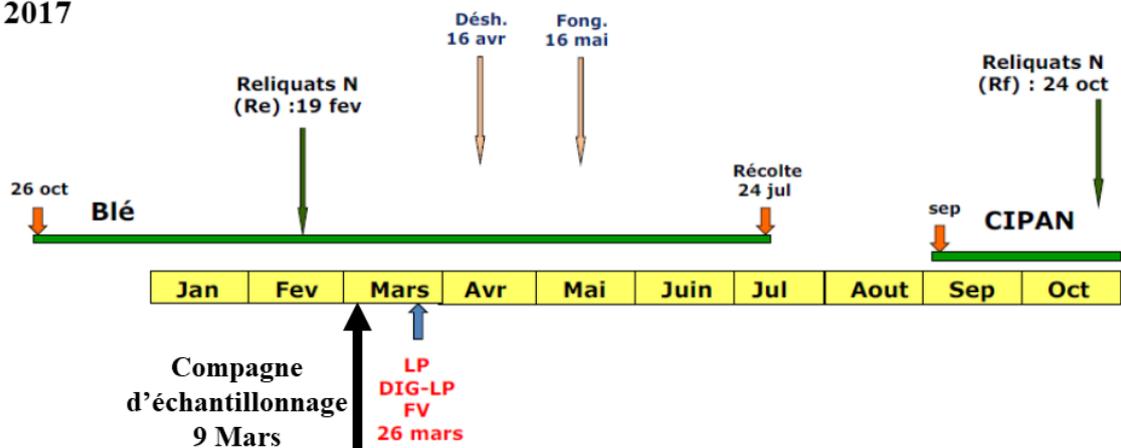
2015



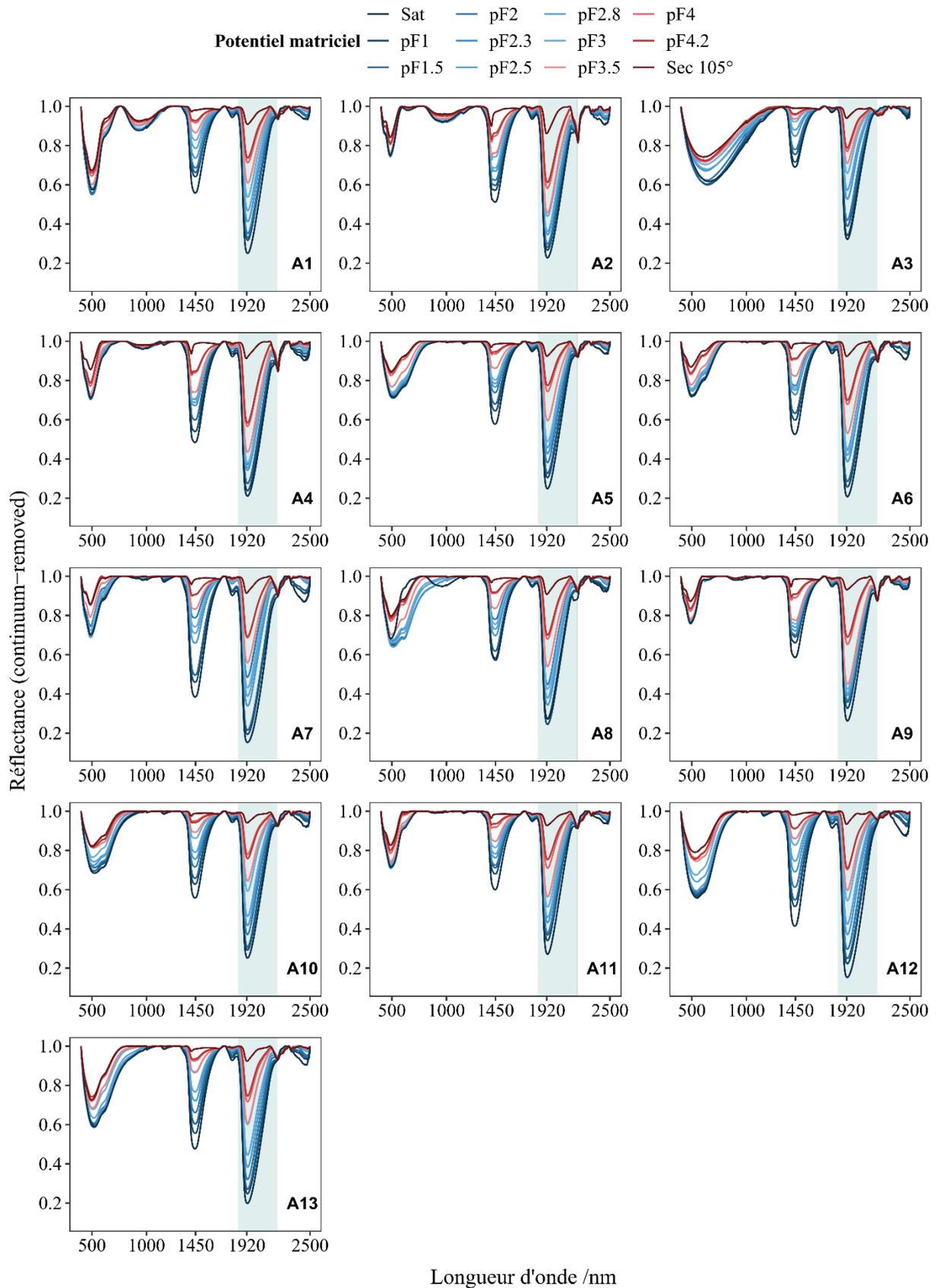
2016



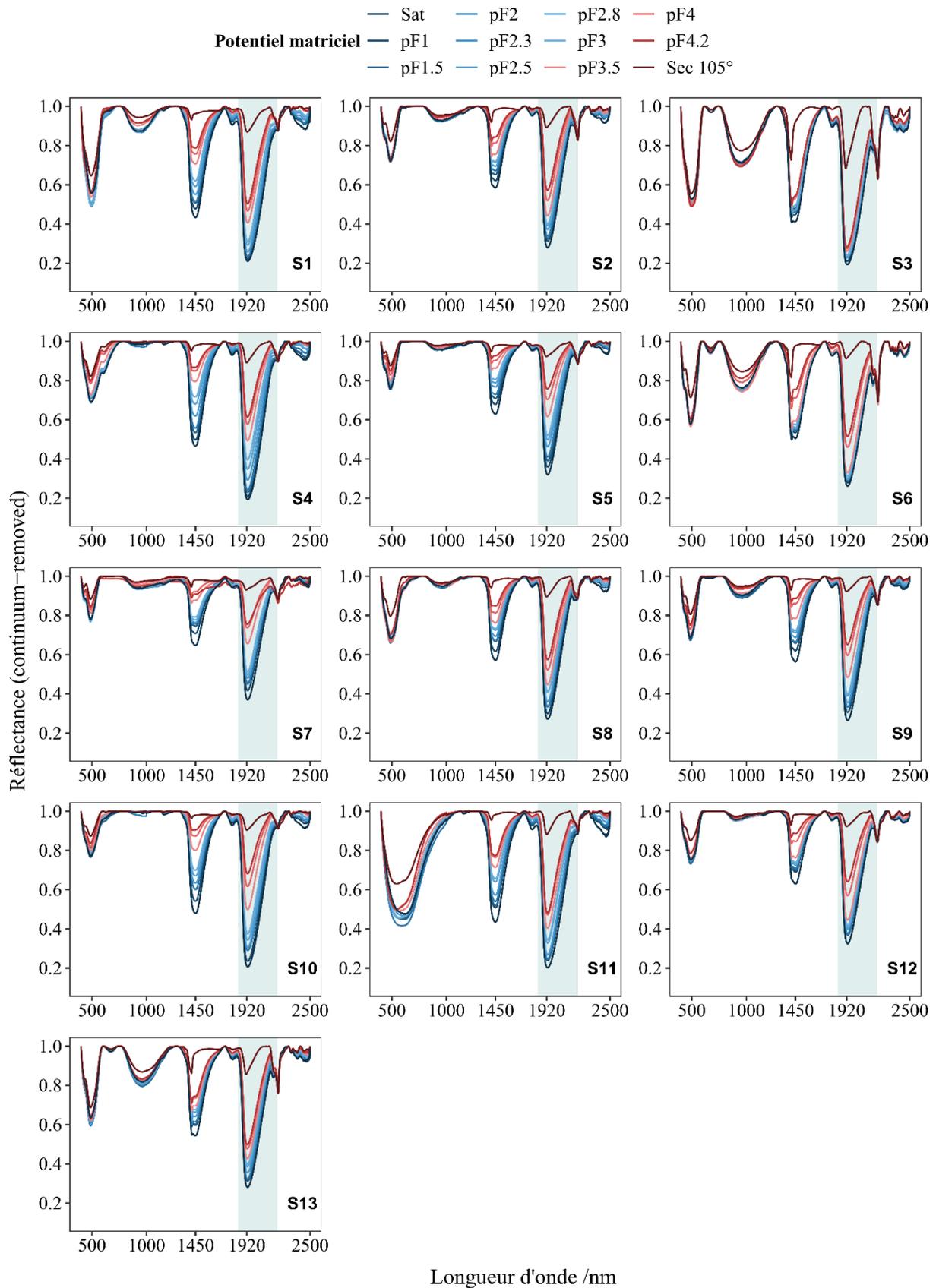
2017



Annexe 3. Les spectres moyens du « continuum removed » (CR) des différents échantillons des sols de Bretagne (Horizons A)



Annexe 4. Les spectres moyens du « continuum removed » (CR) des différents échantillons des sols de Bretagne (Horizons non A)



Titre : Evaluation des propriétés hydriques de sols de Bretagne grâce à un indice spectral proche infrarouge–Pertinence régionale et objectivation de l'impact des pratiques agricoles.

Mots clés : Spectrométrie proche infrarouge, indice SPIR, type de sol, pratiques agricoles, rétention de l'eau, qualité physique des sols

Résumé : La complexité remarquable du sol et son importance pour un large panel de services écosystémiques présentent des défis majeurs pour évaluer les processus pédologiques. En dépit des progrès importants accomplis au cours des cinquante dernières années dans la caractérisation des propriétés hydriques, les méthodes analytiques demeurent coûteuses et chronophages. La spectroscopie proche infrarouge (SPIR) a été largement utilisée comme technique rapide, non destructive et peu coûteuse pour prédire différentes propriétés du sol y compris la teneur en eau. Toutefois, moins d'attention a été accordée à l'évaluation des propriétés hydriques et leurs variations en fonction des propriétés physiques du sol. L'objectif principal de ce travail est d'analyser la validité et la pertinence de la SPIR dans l'évaluation des propriétés hydriques et leur relation avec les caractéristiques du sol.

Dans cette étude nous nous sommes focalisés sur la largeur à mi-hauteur de la bande d'absorption proche de 1920 nm pour identifier un nouvel indice spectral, noté SWSI pour caractériser l'état hydrique du sol. Nos résultats montrent une relation linéaire entre SWSI et la teneur en eau du sol ($R^2 > 0.9$). Ils ont montré aussi que SWSI est pertinent pour étudier les effets de la texture, de la teneur en carbone organique et des pratiques agricoles sur les propriétés de rétention en eau du sol. En outre, en utilisant les paramètres de cette relation linéaire, nous proposons une nouvelle approche pour caractériser les propriétés hydriques et la qualité physique des sols. En comparaison avec des méthodes classiques, l'approche par SPIR conduit donc à une évaluation meilleure ou similaire des propriétés hydriques et de la qualité physique du sol.

Title Evaluating the hydraulic properties of Brittany's soils using a near-infrared spectral index–Regional relevance and objectification to the impact of agricultural practices.

Keywords: Near infrared spectroscopy, NIRS index, soil type, agricultural practices, water retention, soil physical quality

Abstract: The remarkable complexity of soil and its importance for a wide range of ecosystem services present major challenges to the assessment of soil processes. Although major progress in characterizing water retention properties has occurred in the last fifty decades, analytical methods remain costly and time-consuming. Near infrared spectroscopy (NIRS) has been widely used as a rapid, non-destructive and cost-effective technique to predict different soil properties, including soil water content. However, less attention has been paid to assessing soil water retention properties and its variations depending on soil physical properties. The main objective of this work is to analyze the relevance and accuracy of NIRS for assessing soil water retention properties as they are related to soil characteristics.

In this study, we focused on the full width at half maximum of the absorption band near 1920 nm to identify a new NIRS index (Soil water spectral index, SWSI) which can be used to characterize the soil water retention properties. Our results show a linear relation between SWSI and soil water content ($R^2 > 0.9$). They also shown that SWSI to be relevant to study the effects of texture, organic carbon content and agricultural practices on soil water retention properties. Furthermore, using the parameters (slope and intercept) of this linear relation, we propose a new approach to characterize water retention properties and physical quality of soils. Therefore, NIRS approach performs better or similar in assessing soil water retention properties and soil quality compared to conventional methods.