

VetAgro Sup

Mémoire de fin d'études d'ingénieur

Une première étape dans la construction d'une fonction de pédotransfert (FPT) du temps de ressuyage des sols :
approche méthodologique pour l'acquisition et l'analyse
de courbes de ressuyage

Romain Blanc

Option Calice

Année 2019

VetAgro Sup

Mémoire de fin d'études d'ingénieur

Une première étape dans la construction d'une fonction de pédotransfert (FPT) du temps de ressuyage des sols :
approche méthodologique pour l'acquisition et l'analyse
de courbes de ressuyage

Romain Blanc

Option Calice

Année 2018-2019

Encadré par :

Maîtres de stage : Pascale Métais et Thibaud Deschamps-Arvalis-
Ingénieurs recherche et développement

Tuteur pédagogique : Benjamin Nowak-Vetagro Sup-Enseignant
chercheur



« L'étudiant conserve la qualité d'auteur ou d'inventeur au regard des dispositions du code de la propriété intellectuelle pour le contenu de son mémoire et assume l'intégralité de sa responsabilité civile, administrative et/ou pénale en cas de plagiat ou de toute autre faute administrative, civile ou pénale. Il ne saurait, en cas, seul ou avec des tiers, appeler en garantie VetAgro Sup. »

Remerciements :

Je remercie d'abord Pascale Métais et Thibaud Deschamps, mes maîtres de stage, qui m'ont fait confiance pour réaliser ce travail de stage au cours duquel j'ai pu travailler de manière autonome au sein d'un institut qui offre des conditions de travail optimales grâce à des personnes disponibles, d'importantes ressources et l'opportunité de se former facilement. Je remercie Pascale qui m'a suivi avec intérêt, qui m'a aidé, a été très disponible pour échanger sur les propositions et les idées que j'ai pu avoir et qui m'a fait confiance dans la mise en œuvre de celles-ci. Je remercie Thibaud qui malgré la distance, m'a apporté ses conseils et communiqué des ressources qui m'ont aidé dans l'avancée de mon travail.

Par ailleurs, je remercie tous les membres du comité de suivi de mon stage, Isabelle Cousin, Anne-Sophie Perrin, Rémy Duval et Sophie Gendre s'ajoutant à Thibaud et Pascale, pour avoir pris le soin de suivre l'avancée de mon travail et de m'apporter leur expertise. Dans le même temps, je remercie Alain Bouthier qui a contribué à concevoir le stage et qui, malgré son départ en retraite m'a apporté sa précieuse expertise également.

Je remercie également tous les membres des équipes des stations ARVALIS qui m'ont apporté leur expertise, aiguillé et accompagné pour la réalisation des prélèvements de sol que j'ai eu à réaliser au cours du stage. Un grand merci à Alain Dutertre, Damien Gaudillat, Aurélie Geille, Jérôme Labreuche, Katia Beauchêne, Frédéric Savignard, Céline Huet, Edouard Baranger, André Folliet, Thibaud Ray, Régis Hélias, Youssef Mestouri, Florianne Couloumies, Jean-Luc Leroy et enfin Florent Duyme pour la partie stat. Dans le même temps, je remercie beaucoup mon père qui m'a aidé à constituer le dispositif expérimental dont je me suis servi.

Je remercie énormément l'équipe de la station de Saint-Beauzire : Christine, Chloé, Kévin et Stéphane pour leur accueil et leur sympathie qui ont rendu mon stage d'autant plus plaisant. Merci à Kévin et Stéphane pour leur aide pour la réalisation de la partie expérimentale de mon stage. Merci à Julien, également, pour son aide pour l'accès aux données « sol ».

Je remercie également Benjamin Nowak, mon tuteur à Vetagro Sup qui m'a suivi et apporté ses conseils au long du stage.

Pour finir, je remercie le GIS Grandes cultures à hautes performances économiques et environnementales (GCHP2E) qui a financé ce stage.

Table des matières

Introduction	1
1. Processus, enjeux et méthodes de quantification associés au ressuyage des sols	2
1.1. Le ressuyage, un processus qui s'inscrit dans la dynamique de l'eau dans le sol.....	2
1.1.1. Origine du mouvement de l'eau dans le sol : une somme de forces qui génère le potentiel hydrique	2
1.1.1.1. L'eau du sol est soumise à un ensemble de forces... ..	2
1.1.1.2. ... qui fournissent à l'eau l'énergie pour se déplacer	4
1.1.1.3. ...qui dépend des caractéristiques combinées du sol et de l'eau	4
1.1.2. Le ressuyage des sols, un processus dynamique entre la saturation et la capacité au champ	7
1.1.2.1. Définition du ressuyage des sols	7
1.1.2.2. L'humidité à la capacité au champ : une définition difficile à établir	8
1.1.2.3. Effet de la stratification du sol sur le ressuyage	8
1.2. Pourquoi connaître et prévoir le temps de ressuyage des sols ?	9
1.2.1. Préciser le bilan hydrique en conditions humides.....	9
1.2.2. ... pour prévoir les jours disponibles et les risques de tassement.....	10
1.3. Comment quantifier le ressuyage des sols	11
1.3.1. Approche expérimentale	11
1.3.1.1. Mesures ponctuelles de la teneur en eau du sol.....	11
1.3.1.2. Mesures de flux au travers d'un volume de sol.....	13
1.3.2. Approche par la modélisation	14
1.3.2.1. Les pédotransfert (FPT) : une approche adaptée pour estimer les propriétés des sols	14
1.3.2.2. Les FPT du temps de ressuyage ou plutôt de la conductivité hydraulique à saturation (K_s)	15
1.3.2.3. Des approches théoriques appuyées par des FPT pour estimer le temps de ressuyage	16
2. Matériels et Méthodes	18
2.1. Acquisition de courbes de ressuyage.....	18
2.1.1. Un suivi hydrique durant la période hivernale, en amont du stage	18
2.1.2. Une méthode d'acquisition de courbe de ressuyage au laboratoire	18
2.2. Analyse des courbes de ressuyage et détermination du temps de ressuyage	22
2.3. Mise en relation des résultats de temps de ressuyage avec certaines caractéristiques de sol	23
3. Résultats et Discussion.....	25

3.1.	Evaluation de la mise en œuvre des méthodes expérimentales des « suivis hydriques au champ » et des « cylindres au laboratoire »	25
3.1.1.	Conditions de réussite des méthodes.....	25
3.1.2.	Temps, coût et difficulté de mise en œuvre des méthodes.....	26
3.1.3.	Les conditions de laboratoire entraînent un biais par rapport à une situation au champ	26
3.2.	Analyse des courbes de ressuyage et détermination du temps de ressuyage	27
3.2.1.	Présentation des courbes de ressuyage obtenues	27
3.2.2.	Comparaison des résultats d’ajustement et de temps de ressuyage obtenus selon les méthodes	28
3.2.3.	Mise en relation des résultats de temps de ressuyage avec les données sol.....	30
4.	Bilan et Perspectives	32
4.1.	Une approche à partir des courbes de ressuyage : une estimation directe du temps de ressuyage	34
4.1.1.	Acquisition des courbes de ressuyage.....	34
4.1.2.	Analyse des courbes de ressuyage	34
4.2.	Une approche à partir des courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique : une estimation du temps de ressuyage via des modèles théoriques.....	36
	Conclusion.....	36
	Références :.....	37
	Table des annexes :	40

Table des illustrations

Figure 1 : représentation schématique de l'ensemble des forces auxquelles peut être soumise une particule d'eau dans le sol.....	2
Figure 2 : exemple de courbes de ressuyage (Romano et Santini, 2002).....	7
Figure 3 : représentation schématique du processus de percolation au cours du temps dans le bilan hydrique « Billy » d'ARVALIS (Source interne)	9
Figure 4 : représentation schématique d'un suivi d'humidité au cours du temps pour la détermination graphique du temps de ressuyage. 1) cas idéal : ressuyage complet ; 2) situation réelle : phase de ressuyage rarement complète et entrecoupée de pluies.....	11
Figure 5 : représentation schématique du volume ressuyé au cours du temps pour la détermination graphique du temps de ressuyage	13
Figure 6 : représentation schématique du principe de fonctionnement des <i>infiltromètres</i> (1), inspiré de (Université catholique de Louvain, 2017a) des <i>lysimètres</i> (2), inspiré de (Muller, 1996) et des <i>perméamètres</i> (3), inspiré de (Université catholique de Louvain, 2017b)	13
Figure 7 : courbe de rétention en eau (Hunt, 2015) (1) associée au modèle de Van Genuchten, (1980) [5] / courbe de conductivité hydraulique (Assouline et Tartakovsky, 2001) (2) associé au modèle de Brook et Corey (1964) [6]	16
Figure 8 : localisation géographique des sites dix de prélèvement des cylindres de ressuyage ..	19
Figure 9 : prélèvement des cylindres de ressuyage au champ	20
Figure 10 : dispositif de ressuyage des cylindres au laboratoire.....	21
Figure 11 : représentation schématique de la détermination du temps de ressuyage sur les courbes de ressuyage ajustées pour les méthodes "NLS" et "LOESS"	23
Figure 12 : illustration des notions de précision et d'exactitude d'une méthode de mesure ou d'estimation (Hamel <i>et al</i> , 2015)	23
Figure 13 : représentation schématique d'un suivi hydrique et mise en évidence des biais climatiques pour l'estimation du temps de ressuyage	25
Figure 14 : exemples de résultats des ajustements pour la méthode "NLS" (1), "LOESS" (2) et "à la main" (3), pour un cylindre du site de Gaillac	27
Figure 15 : exemples de changement d'ordre d'un cylindre à un autre selon la méthode d'analyse de courbes de ressuyage utilisée	30
Figure 16 : nuages de points du temps de ressuyage obtenu par la méthode « NLS » en fonction de la densité apparente issue de sols "réels" (1) et "fictifs" (2).....	31
Figure 17 : panorama des différentes voies méthodologiques conduisant à l'estimation du temps de ressuyage ou du coefficient de percolation	33
Figure 18 : exemple de courbes du coefficient de percolation au cours du temps pour un cylindre du site de La Jaillière.....	35

Tableau 1 : résultats de temps de ressuyage obtenus selon les trois méthodes d'analyse de courbes de ressuyage..... 29

Tableau 2 : principaux avantages et inconvénients des méthodes des "suivis hydriques au champ" et des "cylindres au laboratoire" pour l'acquisition de courbes de ressuyage..... 34

Tableau 3 : principaux avantages et inconvénients des méthodes "NLS", "LOESS" et "à la main" pour la mesure du temps de ressuyage..... 34

Liste des abréviations et symboles :

FPT : fonction de pédotransfert

FPTC : fonction de pédotransfert continue

CFPT : classe de fonction de pédotransfert

CRE : courbe de rétention en eau

CCH : courbe de conductivité hydraulique

K : conductivité hydraulique

Ks : conductivité hydraulique à saturation

θ : teneur en eau ou humidité

ψ : potentiel hydrique

Cp : coefficient de percolation

tres : temps de ressuyage

Introduction

Le tassement des sols cultivés est un phénomène qui entraîne une baisse de la production et l'augmentation des impacts environnementaux des activités agricoles (Groupement d'intérêt scientifique sur les sols (France), 2011). Ce dernier est accentué par des interventions mécaniques sur les parcelles agricoles en conditions trop humides. Il est donc important de caractériser le processus d'évacuation de l'eau du sol en termes de vitesse et de temps et ainsi connaître les conditions d'humidité d'une parcelle agricole après une pluie avant toute intervention culturale. Le processus d'évacuation de l'eau du sol est le ressuyage, terme d'usage agricole qui est plus précisément défini comme une évacuation d'eau excédentaire du sol sous l'effet de la gravité (Larousse, 2002). L'humidité marquant la fin du ressuyage est la capacité au champ qui correspond à la capacité maximale de rétention du sol en eau, et à partir de laquelle l'écoulement par gravité peut être considéré comme négligeable (Veihmeyer et Hendrickson, 1931). Le délai d'atteinte de cette limite est le temps de ressuyage.

Ce dernier est encore mal quantifié au sein des instituts techniques agricoles français, notamment au sein d'ARVALIS, très peu de références sont disponibles et celles-ci sont approximatives du fait de leur renseignement à « dire d'expert ». Or, c'est un paramètre auquel le bilan hydrique « Billy » d'ARVALIS est très sensible (communications personnelles). Préciser ce paramètre implique la mise en place de méthodes de quantification suffisamment précises et faciles à mettre en œuvre dans le cadre des activités d'instituts techniques. La première manière de quantifier ce paramètre est la mesure mais les propriétés hydriques des sols sont très variables dans l'espace et dans le temps (Ottoni *et al*, 2019) et impliquent donc la réalisation d'un nombre important de répétitions qui peuvent être chronophages et coûteuses. Cependant, il existe des moyens statistiques qui permettent d'extrapoler, sous certaines conditions, des mesures de propriétés de sol. Ces outils sont appelés fonctions de pédotransfert (FPT) dont le terme a été introduit par Bouma *et al*, (1987). Elles sont des fonctions qui relient statistiquement une propriété de sol difficilement accessible ou de manière trop coûteuse par la mesure, à des caractéristiques de sol plus facile d'accès. La fonction permet ensuite d'estimer cette propriété de sol dans des cas où l'on ne dispose pas de mesures de celle-ci.

Ce stage s'inscrit dans un objectif de construire une fonction de pédotransfert (FPT) du temps de ressuyage des sols pouvant être utilisée par les instituts techniques agricoles français. Il a marqué la première étape de cette construction en mettant en évidence et en discutant les différentes approches pour quantifier le temps de ressuyage par la mesure mais aussi par l'usage de la modélisation et des fonctions de pédotransfert (FPT)

La problématique découlant de cette mission est la suivante : quelles sont les approches méthodologiques pertinentes pour construire une fonction de pédotransfert (FPT) adaptée aux instituts techniques français pour quantifier et prévoir le temps de ressuyage des sols ?

Dans une première partie, le ressuyage sera défini en le positionnant dans l'ensemble des processus de la dynamique de l'eau dans le sol. Puis les enjeux techniques et environnementaux liés au ressuyage des sols seront présentés. Enfin, une analyse d'un certain nombre de méthodes de quantification du temps de ressuyage sera faite.

Par la suite, il sera exposé la démarche pour répondre à la problématique, c'est-à-dire, la mise en relation des méthodes de la littérature avec le bilan hydrique « Billy », la mise au point et la réalisation de méthodes de mesure du temps de ressuyage. Une partie Résultats et Discussion suivra pour présenter et discuter les résultats de la mise en œuvre de ces méthodes. Pour finir, une partie Bilan et Perspectives présentera l'ensemble des méthodes de quantification du temps de ressuyage mise en évidence au cours du stage en proposant un bilan de celles mise en œuvre ainsi qu'un certain nombre de perspectives.

1. Processus, enjeux et méthodes de quantification associés au ressuyage des sols

1.1. Le ressuyage, un processus qui s'inscrit dans la dynamique de l'eau dans le sol

1.1.1. Origine du mouvement de l'eau dans le sol : une somme de forces qui génère le potentiel hydrique

1.1.1.1. L'eau du sol est soumise à un ensemble de forces...

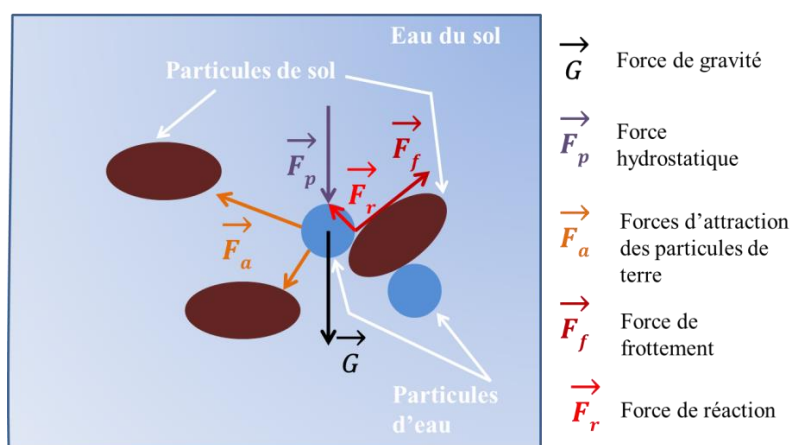


Figure 1 : représentation schématique de l'ensemble des forces auxquelles peut être soumise une particule d'eau dans le sol

Dans le sol, l'eau circule à travers le réseau de pores de ce dernier ou peut y être retenue. Dans ce réseau chaque particule d'eau élémentaire est soumise à une somme de forces dont l'intensité conditionne leur vitesse. Le sens de l'eau dépend du résultat du sens d'application de chacune des forces. L'eau peut ainsi circuler de manière verticale ascendante, descendante ou de manière latérale (Musy et Soutter, 1991). Ceci dépend de l'environnement de forces autour de la particule d'eau considérée. Ces forces sont de différentes natures et contribuent ou s'opposent à l'écoulement (figure 1) :

- La force de gravité qui est due au propre poids de la particule élémentaire et dépend donc de sa masse c'est-à-dire de la masse volumique de l'eau. Son sens d'application est vertical descendant. La force hydrostatique est la force de pression exercée par la

colonne d'eau qui surmonte la particule d'eau. Elle représente en réalité le poids de toutes les particules d'eau qui surmonte la particule considérée. Par conséquent, elle dépend de la quantité d'eau dans le sol et représente en réalité la gravité. Son sens d'application est donc vertical descendant.

- Les forces d'attraction exercées par les particules du sol dont le sens d'application s'exerce de la particule d'eau vers la/les particule(s) de sol et qui peuvent donc se diriger dans tous les sens. Ces forces dépendent de la distance entre la particule d'eau et les particules de sol. Plus la particule d'eau est proche du sol, plus la force est grande. De la même manière les particules d'eau interagissent avec les autres particules d'eau mais aussi avec les solutés présents dans l'eau et les forces d'interaction vont dépendre de la teneur en eau. De plus, toutes ces forces vont bien évidemment dépendre de la nature des constituants du sol, de la nature des solutés et de leur concentration dans l'eau (Musy et Soutter, 1991).
- Les forces de réaction exercées par le sol sur les particules d'eau ou par les particules d'eau sur d'autres particules d'eau, s'exercent perpendiculairement au support et s'opposent à l'écoulement. Lorsque que l'eau circule, il existe également des forces de frottement exercées par contact des particules d'eau avec le sol ou avec d'autres molécules d'eau ou encore avec les solutés. A la différence des forces de réaction, elles sont liées aux forces d'attraction mais elles n'existent que s'il y a écoulement et s'exercent de manière tangentielle au support figure 1. On ne peut donc pas parler de contribution à l'écoulement ou non, seulement de frein à l'écoulement. Ces forces dépendent donc des mêmes caractéristiques que les forces d'attraction mais aussi de la structuration du réseau de pores (Université Laval, s. d.).

A l'échelle du sol, l'écoulement global soit l'écoulement de l'ensemble des particules d'eau élémentaires est le résultat du travail (ou énergie) de chacune de ces forces sur chacune des particules d'eau. La contribution globale relative de chaque force va varier selon la teneur et la composition de l'eau et la composition et la structuration du sol qui conditionnent la vitesse et le sens de l'écoulement à l'échelle du sol.

La circulation descendante de l'eau sous l'effet de la gravité et de la force hydrostatique à travers ce milieu poreux est le processus de **percolation**. Il se distingue du processus **d'infiltration** qui représente l'entrée de l'eau dans le sol. L'infiltration se produit donc à l'interface milieu extérieur/sol alors que la percolation se produit à l'intérieur du sol (Deodhar, 2010). L'écoulement sous l'effet des forces d'attraction est quant à lui appelé capillarité et peut se produire dans tous les sens.

1.1.1.2. ... qui fournissent à l'eau l'énergie pour se déplacer

Les forces exercées sur l'eau lui fournissent une énergie ou travail qui est la quantité d'énergie contenue dans une particule élémentaire d'eau. L'énergie de l'eau se décompose en énergie cinétique et énergie potentielle. L'énergie cinétique est l'énergie dont dispose l'eau du fait de sa vitesse. L'énergie cinétique est considérée comme négligeable devant l'énergie potentielle du fait de la très faible vitesse de l'eau dans le sol. L'énergie potentielle totale ou « potentiel » de l'eau correspond à l'énergie ou travail nécessaire pour déplacer de façon totalement réversible une quantité unitaire d'eau d'un état de référence à un état quelconque, elle n'est pas associée à un mouvement mais en est à l'origine. Ainsi elle peut « potentiellement » se transformer en énergie cinétique mais dans le sol les forces de frottement génèrent une perte lors de cette transformation, d'où une énergie cinétique négligeable devant l'énergie potentielle. L'état de référence est défini comme l'état énergétique de l'eau pure (sans soluté), libre (non comprise dans une phase solide), à la pression atmosphérique et à l'altitude de référence (Bruand et Coquet, 2005). Ainsi, l'eau se déplace sous l'effet d'une différence de potentiel, des zones à fort potentiel vers des zones à potentiel plus faible, de manière à tendre vers l'équilibre avec l'état de référence (Musy et Soutter, 1991).

Le potentiel de l'eau présente deux composantes principales dans le cas des sols non salés et indéformables soumis à des variations de température négligeables. La première est le potentiel gravitaire ou gravité lié à la force de gravité, défini par le travail à fournir pour déplacer une quantité unitaire d'eau d'une altitude de référence à une altitude donnée. La deuxième est le potentiel de pression ou potentiel tensiométrique qui représente le travail à fournir pour déplacer de l'eau de la pression de référence (pression atmosphérique) à une pression donnée dans un volume de sol. Le potentiel de pression se décompose lui-même en potentiel de pression hydrostatique lié à la force hydrostatique et potentiel de pression capillaire ou matricielle lié aux forces d'attraction avec les particules de sol (Bruand et Coquet, 2005).

L'intensité des forces à l'origine du mouvement de l'eau et donc l'intensité de l'état énergétique de l'eau, autrement dit son potentiel, à un instant donné, dépendent des caractéristiques combinées du sol et de l'eau (Gobat *et al*, 2010).

1.1.1.3. ...qui dépend des caractéristiques combinées du sol et de l'eau

1.1.1.3.1. *Influence des caractéristiques du sol : rôle de la texture et de la structure du sol*

L'énergie dont dispose l'eau quand elle circule dépend de la composition du sol en éléments solides et de l'assemblage dans l'espace des constituants, soit respectivement la texture et la structure du sol. Elle dépend aussi de la fraction gazeuse et liquide (Gobat *et al*, 2010).

La fraction solide se décompose en fraction minérale et organique. La fraction minérale est constituée de minéraux qui sont des assemblages ordonnés dans l'espace d'éléments aux propriétés chimiques diverses. Par conséquent, selon la nature des minéraux les forces d'attraction exercées sur l'eau vont varier. Par exemple, les argiles seront capables de retenir l'eau grâce à leur état chargé. La fraction organique est composée de débris végétaux et animaux, plus ou moins dégradés et évolués. Celle-ci peut également être chargée et contribuée

aux forces d'attraction (Soltner, 2017). Ces constituants du sol sont caractérisés par leur granulométrie ou taille qui joue sur la surface d'interaction avec les molécules d'eau (Université Laval, s. d.). La structure du sol va conditionner la géométrie des pores et la structure du réseau de pores. La structure du réseau de pores qui va jouer sur les forces de frottement et de réaction, est caractérisée par sa tortuosité définie comme le rapport moyen de la longueur du cheminement réel parcouru entre deux points à la distance rectiligne qui les sépare (Musy et Soutter, 1991). La tortuosité traduit la forme plus ou moins droite ou ondulée des connections entre les vides du sol et est une fonction négative de la vitesse d'écoulement. Le réseau de pores est également caractérisé par sa connectivité vue comme le degré de connexion des pores dans leur réseau qui, quant à elle, contribue positivement à l'écoulement. Pour finir, le réseau de pores est caractérisé par la taille des pores qui définissent trois types de porosité. Chacune aura une action différente sur l'écoulement de l'eau du sol. La première est la macroporosité ($>50\mu\text{m}$), pouvant être remplie par l'eau de gravité et par laquelle l'eau s'écoule rapidement. Puis vient la mésoporosité ou porosité capillaire, constituée de vides de 0.2 à 50 μm retenant l'eau utilisable par les plantes et par laquelle, l'eau circule lentement. Enfin, la microporosité dont les vides inférieurs à 0,2 μm retient l'eau inutilisable par les plantes et pour laquelle l'écoulement est considéré comme négligeable (Gobat *et al*, 2010). Le volume de pores total est la porosité et contribue positivement à l'écoulement (Guerif, 1990).

Pour résumer, la texture aura un impact sur les forces d'attraction exercées par les particules de sol et la structure sur les forces de frottement du sol via la structure du réseau poreux. La texture y contribue aussi via son influence sur la structure. La perméabilité intrinsèque du sol est un coefficient qui synthétise les caractéristiques physiques du sol agissant sur l'écoulement de l'eau dans le sol et est donc fonction de la grosseur des pores et de la distribution des différentes grosseurs, de la tortuosité des pores et finalement de la texture du sol (Université Laval, s. d.).

1.1.1.3.2. Influence des caractéristiques de l'eau dans le sol

Un fluide est caractérisé par sa viscosité déterminant l'importance des forces de frottement, sa masse volumique déterminant l'importance du poids des particules d'eau élémentaires, et sa concentration en soluté. La viscosité et la masse volumique de l'eau liquide peuvent être considérées comme constantes et ne contribuent donc pas à la diversité des écoulements de l'eau dans le sol. La concentration en soluté peut varier à l'intérieur d'un sol. Il peut donc y avoir des gradients de concentration qui déplacent l'eau des concentrations les plus élevées aux plus faibles et des zones les plus humides au plus sèches, sous l'effet des forces d'attraction (Musy et Soutter, 1991). Enfin, la teneur en eau qui détermine le taux de saturation du sol, a une grande importance dans la contribution relative de chacune des forces et va donc conditionner le sens et la vitesse de l'écoulement global à l'échelle du sol. En effet, plus la teneur en eau augmente et plus la distance moyenne de l'ensemble des particules d'eau au sol augmente et diminue l'importance des forces d'attraction au profit des forces gravitaires et hydrostatiques. Dans ce cas, on assiste à une augmentation de la vitesse d'écoulement.

1.1.1.3.3. La conductivité hydraulique (K) : un coefficient qui rend compte de l'interaction entre les caractéristiques de l'eau et du sol

L'aptitude au mouvement de l'eau dans le sol dépend donc des caractéristiques combinées de l'eau et du sol. Cette aptitude est synthétisée dans un coefficient appelé conductivité hydraulique (K) définie par (Bruand et Coquet, 2005) comme l'aptitude du sol à se laisser traverser par l'eau. Elle est le résultat des forces de frottement de l'eau dans les pores du sol et donc de l'interaction entre l'eau et le sol et dépend donc de la perméabilité intrinsèque du sol ainsi que de la masse volumique et la viscosité dynamique de l'eau.

Elle s'exprime par l'équation :

$$K = \frac{k \rho g}{\mu} \quad [1]$$

Avec :

- k : la perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m²) lié à la texture, à la structure et à la porosité.
- ρ : la masse volumique du fluide (kg/m³)
- g : l'accélération de pesanteur (m/s²)
- μ : la viscosité dynamique (Pa.s)

La conductivité hydraulique et la perméabilité intrinsèque sont des fonctions strictement croissantes de la teneur en eau du sol. Lorsque la teneur en eau augmente, la contribution des forces gravitaires augmentent et la conductivité également. Lorsque le sol est saturé, la conductivité hydraulique est maximale et est appelée conductivité hydraulique à saturation K_s. Cette dernière grandeur est utilisée pour caractériser la vitesse d'écoulement de l'eau dans les sols et les comparer entre eux.

La conductivité hydraulique s'inscrit dans la loi de Darcy (1856) qui décrit le débit d'un fluide au travers d'un milieu poreux par :

$$Q = K.S.\frac{\Delta H}{L} \quad [2]$$

Avec :

- Q : le débit d'eau, soit le volume d'eau passant au travers d'une section de sol S par unité de temps (m³/s)
- K : la conductivité hydraulique (m/s)
- S : la section de sol considérée (m²)
- H : la différence de charge ou hauteur entre le sommet de la colonne d'eau et la base du volume de sol (m)
- L : la hauteur du volume de sol considéré (m)

1.1.2. Le ressuyage des sols, un processus dynamique entre la saturation et la capacité au champ

1.1.2.1. Définition du ressuyage des sols

Un sol, du fait de sa nature poreuse, peut être considéré comme un réservoir et le niveau de remplissage du réservoir comme sa réserve. Le réservoir du sol en eau est délimité par l'ensemble des pores du sol donc la teneur en eau est en théorie bornée par la porosité. Selon le niveau de remplissage de la réserve, on lui associe différents états. Lorsque le réservoir est totalement rempli par l'eau, le sol est à saturation maximale mais dans les faits, la teneur en eau maximale n'atteint que 93 à 95% de la porosité car il est difficile pour l'eau de chasser et remplacer la totalité de la phase gazeuse du sol (Bruand et Coquet, 2005). Dans cette situation, le potentiel de l'eau est faible c'est-à-dire que les forces matricielles sont faibles par rapport aux forces gravitaires. Si l'apport d'eau au sol cesse, ce dernier se désature progressivement c'est-à-dire que l'eau libre présente dans les macropores s'écoule sous l'effet de la gravité et de la force hydrostatique, les forces d'attraction par les particules du sol étant négligeables dans la macroporosité. Plus l'eau libre disparaît du volume de sol concerné, plus la part d'eau liée présente dans la microporosité augmente. Ainsi l'effet des forces de gravité tend à disparaître pour augmenter la contribution des forces d'attraction des particules de sol, donc le potentiel matriciel. Le sol tend ainsi vers un état où toute l'eau libre s'est écoulée par percolation pour ne laisser que l'eau liée, la teneur en eau et le potentiel matriciel tendent alors vers une valeur constante (Romano et Santini, 2002 ; Bruand et Coquet, 2005 ; Kirkham, 2014). Cet état est appelé « capacité au champ » ou encore « point de ressuyage » (Soltner, 2017). Le terme de capacité au champ a été introduit par (Veihmeyer et Hendrickson, 1931) qui la définissent comme la quantité d'eau retenue par le sol après que l'eau en excès ait été évacuée. Le processus décrit ici le **ressuyage**, tel qu'il a été défini pour le stage. Celui-ci renvoie bien à un processus dynamique entre un état de sol saturé en eau et un état limite qu'est la capacité au champ. Il se produit dès lors que l'humidité dépasse la capacité au champ. Au cours du temps, le débit de ressuyage diminue, traduisant la perte de charge hydrostatique (figure 2).

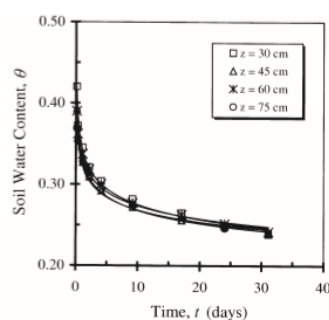


Figure 2 : exemple de courbes de ressuyage (Romano et Santini, 2002)

Cependant, dans les faits l'humidité à la capacité au champ n'est pas clairement défini et n'est qu'une limite car l'équilibre n'est jamais atteint, le mouvement descendant de l'eau ne cesse jamais, mais continue, à une vitesse très réduite, sur une durée très longue. Ainsi, il n'existe pas de réelle valeur d'humidité à capacité au champ mais seulement un intervalle de valeur (Kirkham, 2014) pour lequel la teneur en eau varie suffisamment lentement pour être considérée comme constante.

1.1.2.2. L'humidité à la capacité au champ : une définition difficile à établir

Si l'humidité à la capacité au champ semble n'être qu'une limite, différentes études ont tenté de l'approcher. Une de ces approches est basée sur la définition d'une valeur de potentiel hydrique. La valeur d'humidité correspondante définit la capacité de rétention en eau d'un volume de sol. L'humidité à la capacité au champ serait définie pour un potentiel hydrique pouvant varier de -316KPa à -30KPa (Bruand et Coquet, 2005) mais cela dépend des études rencontrées dans la littérature. Ainsi, Lyon et Buckman (1943) cité par Assouline et Or (2014) ont proposé une valeur de -50KPa. Puis Colman (1947) cité par Assouline et Or (2014) a montré qu'il n'existait pas de valeur de potentiel hydrique permettant d'unifier tous les sols. Colman a cependant proposé une valeur de -33KPa, valeur qui est restée une référence. Puis d'autres chercheurs ont tenté de préciser cette valeur (Salter et Haworth, 1961 ; Romano et Santini, 2002 ; Nemes et al., 2011) cités par Assouline et Or (2014)). Une autre approche de définition est basée sur la proposition d'un débit d'écoulement considéré comme suffisamment faible par rapport à d'autres processus du bilan hydrique. Ainsi, (Nachabe, 1998) propose un débit de 0.05 mm/jour correspondant à deux ordres de grandeur en dessous de l'évapotranspiration potentielle moyenne alors que (Twarakavi *et al*, 2009) et (Sun et Yang, 2013) proposent une valeur 10^{-6} mm/s (0.01mm/j) correspondant aux plus petites précipitations mesurées dans des stations météo. Malgré toutes les tentatives pour définir un critère unique permettant de détecter l'humidité à la capacité au champ, les différents critères et valeurs proposés sont marqués par une forte variabilité dans la littérature (Assouline et Or, 2014). Cependant, Assouline et Or (2014) ont défini un critère permettant d'unifier tous les types de sols testés dans leur étude. Ils définissent la capacité au champ comme un point de rupture dans la continuité hydraulique du sol se manifestant par une brusque variation dans les propriétés hydrauliques du sol. Ils utilisent ensuite des modèles de flux (Youngs et Aggelides, 1976) pour définir un critère basé sur le temps de ressuyage qui s'est avéré significativement identique pour tous les types de sol évalués.

1.1.2.3. Effet de la stratification du sol sur le ressuyage

Le sol peut être vu comme un milieu organisé en couche considérées comme homogènes dont chacune contribue à l'écoulement et caractérisée par une vitesse d'écoulement propre indépendante des autres couches. Or, dans un sol la vitesse de ressuyage d'une couche va dépendre de la vitesse de la couche supérieure et de la vitesse de la couche inférieure et donc la vitesse de ressuyage de l'ensemble du sol va dépendre de la vitesse propre de chacune des couches mais aussi des interactions entre elles. Ainsi, pour une couche donnée, si la vitesse des couches supérieures est plus grande alors il va se produire une accumulation d'eau qui va augmenter la vitesse de ressuyage. En revanche, si la vitesse des couches inférieures est plus faible alors l'accumulation de l'eau dans ces couches va ralentir l'eau de la couche considérée par réaction (Romano et Santini, 2002). Ainsi, si le sol dispose d'une couche imperméable, l'eau va s'accumuler à partir de cette couche où le ressuyage sera impossible et ainsi ralentir ce processus sur l'ensemble des couches supérieures et à terme saturer totalement le sol. C'est le cas des sols hydromorphes. Ainsi on ne peut pas sommer les temps de ressuyage des couches prises indépendamment les unes des autres.

1.2. Pourquoi connaître et prévoir le temps de ressuyage des sols ?

1.2.1. Préciser le bilan hydrique en conditions humides...

De par sa définition le ressuyage (partie 1.1.2.1) s'inscrit dans le bilan hydrique du sol, c'est-à-dire, la différence entre la quantité d'eau qui est entrée dans un sol et celle qui en est sortie, sur une période de temps donnée. Le bilan hydrique regroupe l'ensemble des processus ou composantes contribuant à faire varier la teneur en eau d'un sol, soit positivement (entrée d'eau), soit négativement (sortie d'eau). Le bilan hydrique utilisé par ARVALIS (bilan hydrique « Billy ») se présente de la façon suivante :

Teneur en eau au jour j = teneur en eau au jour $j-1$ + Pluie + Irrigation - Ruissellement - Evaporation - Transpiration - Drainage - Percolation (source interne)

Le ressuyage est, par définition, associé au processus de percolation. Ce dernier souffre d'un besoin de précision dans sa paramétrisation, au travers du coefficient de percolation présenté ci-après.

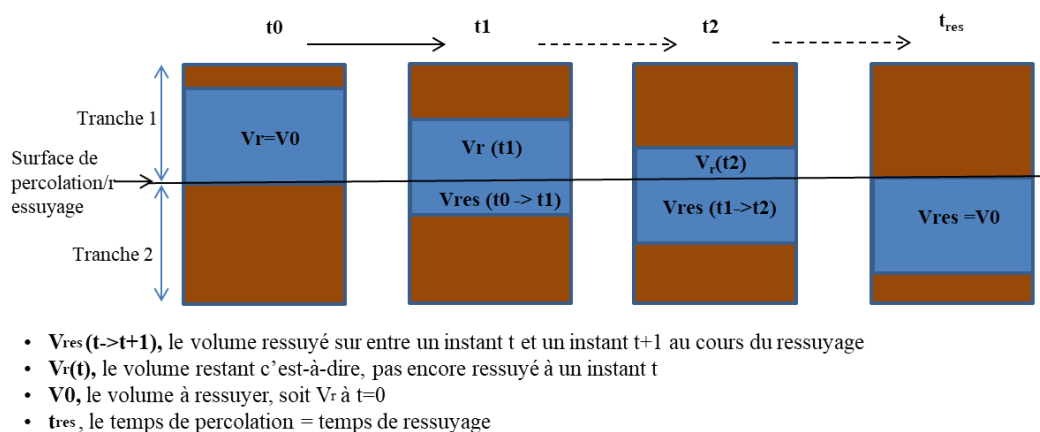


Figure 3 : représentation schématique du processus de percolation au cours du temps dans le bilan hydrique « Billy » d'Arvalis (Source interne)

Dans le bilan hydrique « Billy », la quantité d'eau percolée est calculée sur une tranche de 1cm de sol sur un pas de temps d'une journée. L'eau s'écoule d'une tranche vers la suivante (tranches 1 et 2 de la Figure 3) si l'humidité dépasse une valeur de référence représentant l'humidité à la capacité au champ. La quantité d'eau percolée est une fraction de l'eau contenue au-delà de l'humidité à la capacité au champ. Cette fraction est appelée coefficient de percolation et s'écrit :

$$C_p = \frac{V_{res}(t \rightarrow t+1)}{V_r(t)} \quad [3]$$

Avec :

- $V_{res}(t \rightarrow t+1)$, le volume ressuyé entre un instant t et un instant $t+1$ au cours du ressuyage
- $V_r(t)$, le volume restant c'est-à-dire, pas encore ressuyé à un instant t

Si l'on ne considère que le processus de percolation, à chaque pas de temps, le stock d'eau de la tranche ressuyée (tranche 1 de la Figure 3) perd un volume $V_r(t) \times C_p$, et le stock d'eau de la tranche inférieure (tranche 2 de la Figure 3) bénéficie du même volume.

Remarque : dans le modèle, si l'on ne considérait que le processus de percolation, l'humidité de la tranche considérée n'atteindrait jamais la valeur représentant l'humidité à la capacité au champ et ne ferait que tendre vers celle-ci car on évacue, à chaque pas de temps, une fraction d'une humidité supérieure à cette valeur. Ce phénomène lié au modèle représente bien la réalité décrite en 1.1.2.1.

Actuellement, l'estimation du coefficient de percolation est faite à « dire d'expert » ou par défaut générant ainsi une imprécision. Préciser celui-ci est un enjeu d'autant plus important que le bilan hydrique d'Arvalis est sensible aux variations de ce paramètre. Ainsi, l'institut souhaite disposer de méthodes d'estimation précises de ce dernier et notamment d'une fonction de pédotransfert, outil facile et peu coûteux d'utilisation (communications personnelles). En réalité, c'est le temps de ressuyage qui est directement renseigné à « dire d'expert » ou par défaut. Arvalis a ainsi construit des tables de correspondance entre des temps de ressuyage et les coefficients de percolation, permettant aux utilisateurs de paramétrer le modèle du bilan hydrique à partir de leur connaissance du temps de ressuyage des sols. Cette correspondance a été déterminée par optimisation, via le bilan hydrique en usage à ce moment-là. Autrement dit, pour un temps de ressuyage donné, différents coefficients de percolation ont été testés successivement dans le modèle, de manière à obtenir le temps de ressuyage souhaité. (Communications personnelles). Le coefficient de percolation est donc, dans le bilan hydrique d'ARVALIS, une façon d'exprimer la vitesse de ressuyage du sol et est donc directement relié au temps de ressuyage, d'où l'intitulé et la problématique de ce mémoire.

1.2.2. ... pour prévoir les jours disponibles et les risques de tassement

Mieux modéliser le temps de ressuyage et ainsi le coefficient de percolation s'inscrit dans l'enjeu de prévoir le moment où les conditions d'humidité sont optimales pour intervenir dans les parcelles agricoles, après une pluie. Ces conditions renvoient à la notion de jours disponibles définis comme « les jours pendant lesquels les conditions météorologiques et l'état du sol permettent d'effectuer une façon culturale quelconque ». G.Kreher en 1955, cité par (Reboul, 1964). De manière générale, les périodes de travaux des champs sont déterminées par un certain nombre de contraintes qui dépendent du caractère biologique de la production agricole. Le développement des plantes est saisonnier et lié aux conditions climatiques. Par exemple, travailler un sol détrempe peut entraîner de graves conséquences sur la structure du sol par perte de stabilité structurale via une dispersion des colloïdes du sol (Soltner, 2017). En effet, certaines pratiques culturales peuvent contribuer à la dégradation physique des sols dont le tassement des sols qui toucherait 33 millions d'hectares en Europe, ainsi que l'érosion. Le tassement est principalement dû à la mécanisation des activités agricoles pour les sols cultivés, en interaction avec le climat, en particulier avec les conditions d'humidité (Groupement d'intérêt scientifique sur les sols (France), 2011). Le risque de tassement est d'autant plus grand aujourd'hui que le poids du matériel agricole a augmenté (Schjønning *et al*, 2008) de même que les phénomènes pluviométriques extrêmes notamment les fortes pluies hivernales. De plus, une éventuelle intervention dans ces conditions conduirait à une augmentation du coût du carburant et une

augmentation du temps passé du fait de la perte d'adhérence des roues et de l'augmentation de l'effort de traction due à une augmentation de l'adhésivité du sol.

ARVALIS dispose d'un modèle d'estimation des jours disponibles, J-Dispo. A l'intérieur de celui-ci le sous-modèle qui simulait l'humidité du sol, jusqu'en 2016, ne permettait pas une précision satisfaisante. Depuis 2016, J-Dispo utilise le bilan hydrique « Billy » présenté plus haut. Ce modèle a permis d'augmenter la précision de l'estimation (Laberdesque *et al*, 2017) mais il demeure toujours une imprécision liée à l'estimation du coefficient de percolation et donc du temps de ressuyage. Améliorer la prévision de l'humidité du sol lorsque celle-ci est proche de l'humidité à la capacité au champ permettrait aussi d'améliorer les calculs de risque de tassement qui peuvent être réalisés avec l'outil Terranimo® (Schjønning *et al*, 2019)

1.3. Comment quantifier le ressuyage des sols

1.3.1. Approche expérimentale

Dans la littérature consultée, très peu de méthodes utilisées mesurent directement le temps de ressuyage. Il existe cependant diverses méthodes dont on peut s'inspirer.

1.3.1.1. Mesures ponctuelles de la teneur en eau du sol

Les méthodes de mesure ponctuelles (dans un faible volume) de la teneur en eau d'un sol in-situ peuvent être utilisées dans cette optique. En effet, grâce à des mesures fréquentes au cours du temps, ces méthodes permettent de faire un suivi de la teneur en eau et tracer des courbes d'humidité au cours du temps. Ainsi, il est théoriquement possible de mettre en évidence le phénomène de ressuyage et de mesurer le temps de ressuyage directement sur la courbe (figure 4).

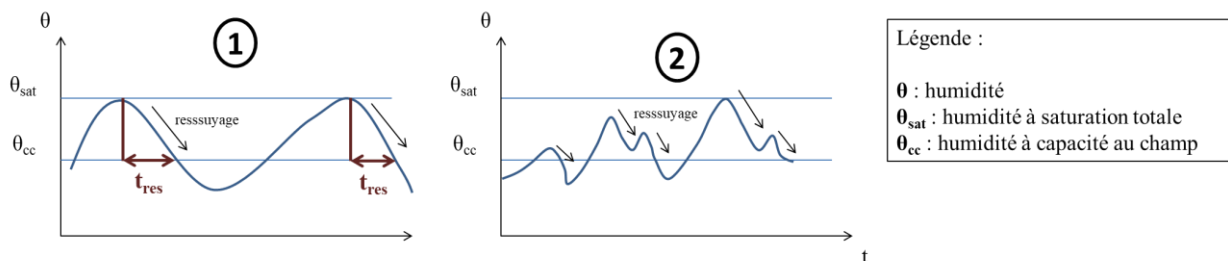


Figure 4 : représentation schématique d'un suivi d'humidité au cours du temps pour la détermination graphique du temps de ressuyage. 1) cas idéal : ressuyage complet ; 2) situation réelle : phase de ressuyage rarement complète et entrecoupée de pluies.

Cependant, cela suppose de pouvoir repérer l'humidité à capacité au champ et à saturation totale sur la courbe. Ceci peut reposer sur les approches présentées en 1.1.2.2. De plus, les conditions au champ ne donneront pas, dans la plupart du temps, les courbes idéales présentées en figure 4 (1) mais plutôt des variations liées à la variabilité climatique (figure 4 (2)) pouvant rendre plus difficile la détermination du temps de ressuyage.

1.3.1.1.1. Mesures gravimétriques

La mesure de l'humidité d'un volume de sol par gravimétrie consiste à mesurer la masse d'eau présente dans ce volume et d'en déduire une teneur en eau. La démarche consiste à prélever un

volume de sol grâce avec une tarière ou un cylindre et de mesurer sa masse, dite masse fraîche, puis de le faire sécher dans une étuve pour faire évacuer toute l'eau de l'échantillon et mesurer la masse sèche. La masse d'eau est déduite par la différence entre la masse fraîche et la masse sèche de l'échantillon. La teneur est obtenue en faisant le rapport de la quantité d'eau (masse ou volume) sur la quantité totale de l'échantillon (masse ou volume) (Schmugge *et al*, 1980).

1.3.1.1.2. Mesures par sondes

Une autre méthode pour mesurer l'humidité d'un volume de sol est la mesure par des sondes. Ces sondes mesurent l'humidité de façon indirecte. En effet, elles mesurent en réalité une grandeur électromagnétique, tensiométrique ou nucléaire, reliée à l'humidité par des lois physiques (Schmugge *et al*, 1980). Cette mesure indirecte introduit donc une deuxième erreur dans la détermination de l'humidité car la conversion de la grandeur mesurée par la sonde est réalisée via un modèle qui est lui-même source d'erreur. Cependant ces sondes impliquent moins de manipulations et permettent une mesure plus rapide que la méthode gravimétrique.

Sondes capacitives

Les sondes capacitives sont basées sur des mesures électromagnétiques et sont utilisées chez Arvalis pour réaliser des suivis hydriques et calibrer des modèles d'humidité (Gillet et Trochard, 1993). Les sondes capacitives reposent sur la méthode capacitive. Elle consiste en la mesure de la permittivité diélectrique relative qui traduit la réponse d'un milieu donné à l'application d'un champ électrique. La relation entre permittivité et teneur en eau est linéaire et dépend du type de sol, un étalonnage des sondes est donc nécessaire pour chaque type de sol. Ces sondes ont un faible volume (quelques centimètres cubes) (Gaudu *et al*, 1993) de mesure posant la question de la représentation de l'humidité d'un volume de sol plus important.

Sondes tensiométriques

Les sondes tensiométriques reposent sur des mesures de potentiel matriciel ou tension, soit l'énergie de la force de succion qui doit être exercée pour arracher l'eau du sol. La tension mesurée par le tensiomètre est anti-corrélée à la teneur en eau et en sol complètement saturé la tension vaut 0 unité de tension (Schmugge *et al*, 1980). Il est difficile de relier tension et humidité car la relation entre ces deux grandeurs n'est pas linéaire dans un sol (Bruand et Coquet, 2005). C'est pourquoi, les tensiomètres ne sont pas utilisés pour faire des suivis de teneur en eau du sol, mais les valeurs de tension peuvent être utilisées en tant que telles pour repérer les états de l'eau dans le sol, tels que la saturation totale ou la capacité au champ (communications personnelles)

Déterminer la teneur en eau d'un volume de sol par ces méthodes de mesures ponctuelles pose la question de l'échantillonnage. En effet, ces méthodes permettent de mesurer uniquement la teneur en eau du volume prélevé, pour la méthode gravimétrique, ou du volume d'action des sondes. Il faut donc se poser la question du nombre et de la répartition des échantillons afin d'être représentatif du volume de sol étudié.

1.3.1.2. Mesures de flux au travers d'un volume de sol

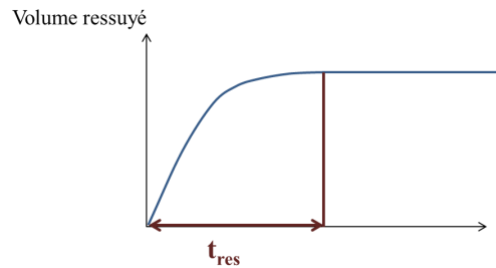


Figure 5 : représentation schématique du volume ressuyé au cours du temps pour la détermination graphique du temps de ressuyage

Il existe également des méthodes qui mesurent non pas une teneur en eau ponctuellement mais un flux d'eau passant au travers d'un volume de sol. Ce type de méthode permet de mesurer des débits et d'en déduire des valeurs conductivité hydraulique à saturation K_s (Tobias, 1968; Talineau, 1969; Université Laval, s. d.). Dans notre cas, on peut suivre le débit ou plus simplement le volume d'eau passant au travers du volume de sol étudié, au cours du temps et mesurer le temps de ressuyage comme celui pour lequel le volume se stabilise (figure 4) et marquant la capacité au champ ou le point de ressuyage, terme qui sera préféré à « capacité au champ » en condition de laboratoire.

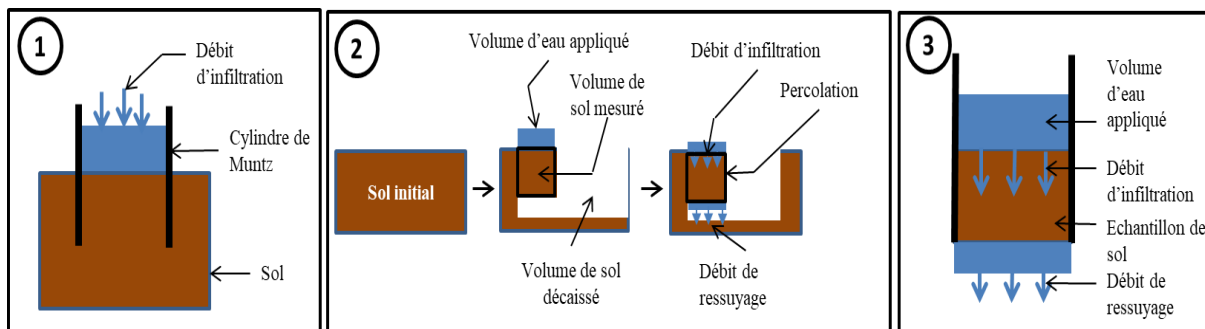


Figure 6 : représentation schématique du principe de fonctionnement des infiltromètres (1), inspiré de (Université catholique de Louvain, 2017a) des lysimètres (2), inspiré de (Muller, 1996) et des perméamètres (3), inspiré de (Université catholique de Louvain, 2017b)

Pour chacune des méthodes qui vont être présentés ici, il existe différentes variantes concernant les conditions d'expérience. Le premier point concerne le niveau de saturation du volume de sol étudié au début des mesures. Le deuxième point concerne la charge (volume d'eau au-dessus de l'échantillon de sol) appliquée à l'échantillon au cours de l'expérience, qui peut être variable ou constante. Ces conditions auront une influence sur la dynamique de l'écoulement au travers du volume de sol étudié (1.1.1.3.2) et celles-ci varieront selon ce que l'on souhaite mesurer. Le cas du ressuyage sera celui d'un écoulement à partir d'un état saturé, à charge variable mais qui est uniquement due à l'eau contenue dans le volume de sol étudié, c'est-à-dire, sans colonne d'eau surmontante.

Les infiltromètres

Le principe des infiltromètres, développé par Muntz (1908), consiste à mesurer un débit d'infiltration dans un sol. La démarche consiste à enfoncer un cylindre en métal dans un sol à une profondeur choisie et le remplir d'un volume d'eau. La mesure la plus simple en termes de

manipulation est de laisser l'eau s'infiltrer dans le sol et de mesurer le temps pour que toute l'eau se soit infiltrée, c'est le test Beerkan (Lassabatere *et al*, 2006). Il existe une variante de cette manipulation qui consiste à maintenir constant le volume d'eau dans le cylindre par un dispositif, on parle d'infiltration à charge constante (Johnson, 1963). Cette méthode pose la question du volume de sol concerné par la mesure. Ici, on ne définit pas ce volume car on mesure le débit d'infiltration c'est-à-dire à l'interface entre l'atmosphère et le sol. On ne mesure donc pas de débit de ressuyage, c'est-à-dire, le débit à la sortie d'un volume de sol qui a été traversé par percolation. On ne peut pas dire, a priori, si le débit d'infiltration est le même que celui de ressuyage. On peut cependant se demander s'il y a un lien entre le débit d'infiltration et le débit de ressuyage. Auquel cas, il serait possible d'utiliser cette méthode, très simple d'utilisation, pour estimer le temps de ressuyage.

Les lysimètres

Les lysimètres, à la différence des infiltromètres, permettent de mesurer à la fois le débit l'infiltration et le débit de ressuyage. En effet, ces dispositifs permettent de contrôler la profondeur de sol sur laquelle l'eau va s'écouler en permettant de récupérer l'eau à la base de la couche de sols concernée par la mesure (Muller, 1996) comme la montre la figure 5 (2). Ce dispositif in situ nécessite des moyens de mise en œuvre lourds

Les perméamètres au laboratoire

A la différence des deux autres méthodes, les perméamètres peuvent être utilisés en laboratoire et nécessitent, dans ce cas, le prélèvement d'échantillon de sol. Ces prélèvements peuvent conduire à une préservation (Bourrier et Guyon, 1968; Talineau, 1969; Ilek et Kucza, 2014) ou non (Talineau, 1969) de la structure du sol, ce qui aura un impact sur les résultats des mesures. Comme pour les autres méthodes, le principe consiste à appliquer un volume (ou charge) d'eau au-dessus de l'échantillon, qui peut être variable au cours du temps (Klute et Dirksen, 1986) ou constante (Klute et Dirksen, 1986; Talineau, 1969). Comme pour les lysimètres, les perméamètres permettent de mesurer le débit d'entrée (infiltration) et le débit de sortie (ressuyage). La différence est que, dans le cas des lysimètres le volume de sol étudié est plus grand (Roose et Henry des Tureaux, 1970; Muller, 1996) et ne subit pas de prélèvement. Ainsi les lysimètres, pourront être plus représentatifs d'une grande profondeur de sol et de sa structure mais le dispositif est plus lourd à mettre en œuvre.

1.3.2. Approche par la modélisation

L'approche par la mesure permet de disposer de données relativement fidèles de la situation que l'on souhaite caractériser. Cependant, mesurer demande souvent du temps et peut être coûteux selon les dispositifs employés. Ainsi, la modélisation qui vise à représenter un mécanisme ou un système de manière simplifiée constitue une manière de pallier à ce problème. Un moyen courant de modéliser des variables liées au sol, comme le temps de ressuyage, sont les fonctions de pédotransfert (Bastet *et al*, 1998)

1.3.2.1. Les pédotransfert (FPT) : une approche adaptée pour estimer les propriétés des sols

Le terme de fonction de pédotransfert a été introduit par Bouma *et al* (1987) et correspond à une relation mathématique continue entre des caractéristiques de sol comme la densité apparente ou la composition granulométrique et une propriété comme la rétention en eau ou la conductivité hydraulique. L'intérêt de ces fonctions est de traduire des données de sol facilement accessibles en une propriété plus difficile à mesurer ou de manière coûteuse. Elles sont le plus souvent

établies par régressions multilinéaires mais il existe des cas où les relations ne sont pas linéaires (Abdelbaki *et al*, 2009). Les FPT se présentent sous la forme d'un modèle de type :

$$Y = f(X_1, X_2, \dots, X_n) \quad [4]$$

Avec Y, une propriété de sol que l'on cherche à estimer et X_1, X_2, \dots, X_n , des caractéristiques par lesquelles on souhaite prédire Y.

Pour construire une telle fonction, il faut tout de même pouvoir mesurer la variable d'intérêt sur un certain nombre de sols constituant un échantillon, afin de la relier statistiquement aux variables « sol » souhaitées. La fonction permet ensuite de pouvoir estimer la variable d'intérêt dans des cas où l'on ne dispose pas de mesures de celle-ci. Ceci suppose que le modèle créé soit généralisable à d'autres situations que celle de l'échantillon, c'est-à-dire qu'il prédise de manière fiable dans une situation différente. Une étape de validation est donc nécessaire. A ce propos Baize,(2010) assure que les prédictions sont de meilleure qualité lorsqu'on applique la fonction sur des horizons d'une même série de sol c'est-à-dire, des sols ayant un matériau parental commun, ayant subi une même histoire pédogénétique et disposant des mêmes constituants. Il est donc important de prendre en compte l'échantillon ayant servi à la construction de la fonction de pédotransfert lorsqu'on souhaite l'utiliser. Par ailleurs, il existe un certain type de fonctions de pédotransfert appelées classes de fonctions de pédotransfert (CFPT) qui par opposition aux fonctions de pédotransfert continues (FPTC), font correspondre une propriété du sol moyenne à une classe d'une caractéristique de sol. Elles sont de cette manière moins précises que les FPTC mais sont faciles à utiliser et peuvent être appliquées à une plus grande échelle de sol, à l'échelle d'un pays ou d'un continent par exemple (Al Majou *et al*, 2007). Pour estimer le temps de ressuyage en lien avec notre problématique les FPTC seront plus adaptées. A l'origine, les fonctions de pédotransfert ont été développées pour estimer les propriétés hydriques du sol comme la conductivité hydraulique mais certaines estiment des propriétés mécaniques comme la stabilité structurale, chimique ou biologique (Baize, 2010). Même si elles sont le plus souvent établies de manière statistique, il existe aussi des fonctions qui ont été construites à partir de modèle théorique de nature mathématique (Brook et Corey, 1964; Van Genuchten, 1980; Mualem, 1986 ; Nachabe, 1998; Assouline et Or, 2014).

1.3.2.2. Les FPT du temps de ressuyage ou plutôt de la conductivité hydraulique à saturation (K_s)

Concernant les FPT telles que définies par Bouma *et al* (1987) et parmi la littérature consultée, il n'a pas été possible d'en trouver qui exprime directement le temps de ressuyage des sols en fonction de caractéristiques comme les différents teneurs granulométriques ou la densité apparente. Cependant, il existe des FPT qui expriment la conductivité hydraulique à saturation qui est liée à la vitesse de l'eau dans le sol (1.1.1.3.3), et par conséquent au temps de ressuyage. C'est le cas des fonctions de pédotransfert de Cosby *et al*. (1984), Brakensiek *et al*. (1984), Saxton *et al*. (1986), Vereecken *et al*. (1990) cité par Abdelbaki *et al* (2009) qui expliquent la conductivité hydraulique à saturation à partir des teneurs en sable, argile, matière organique ou encore à partir de la porosité et de la densité apparente. Il existe aussi des modèles physico-empiriques qui tentent d'expliquer la conductivité hydraulique à partir de considérations physiques comme la distribution de la taille des particules de sol (Assouline, 2006).

1.3.2.3. Des approches théoriques appuyées par des FPT pour estimer le temps de ressuyage

Une autre approche de la modélisation des propriétés hydriques des sols est basée sur la modélisation mathématique de courbes de rétention en eau (CRE) (Van Genuchten (1980), c'est-à-dire de la teneur en eau en fonction du potentiel hydrique, et de courbes de conductivité hydraulique (CCH) (Brook et Corey, 1964 ; Mualem, 1986), c'est-à-dire de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau.

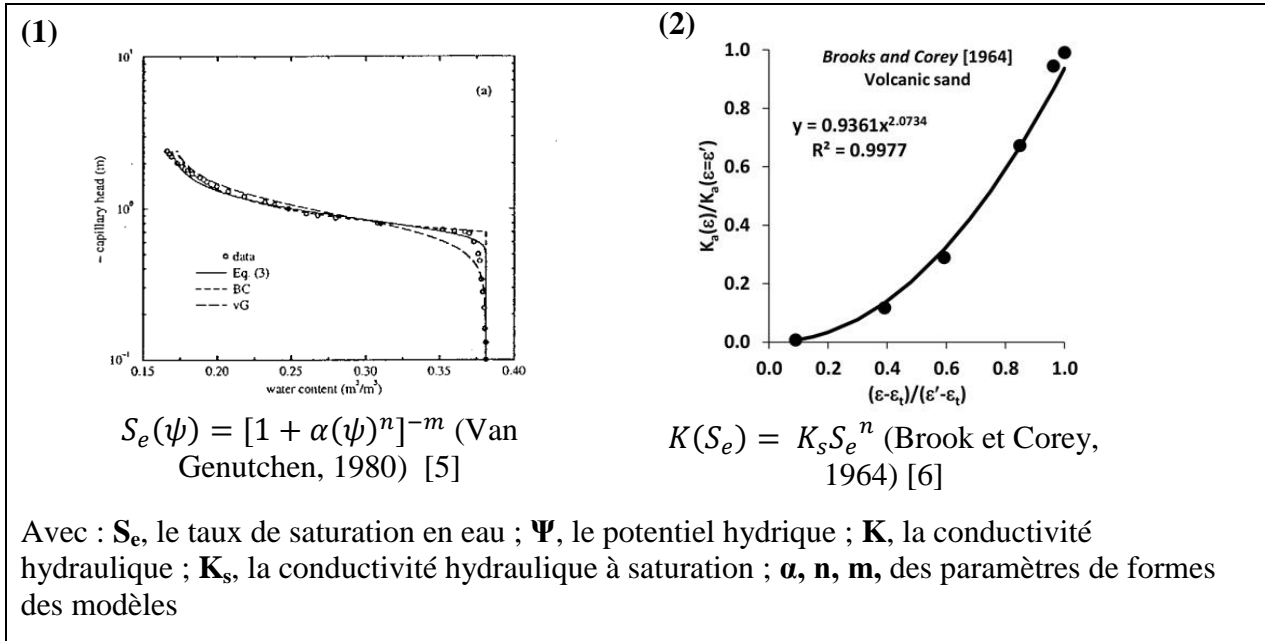


Figure 7 : courbe de rétention en eau (Hunt, 2015) (1) associée au modèle de Van Genuchten (1980) [5] / courbe de conductivité hydraulique (Assouline et Tartakovsky, 2001) (2) associé au modèle de Brook et Corey (1964) [6]

Remarque : la courbe (1) présente la charge capillaire en ordonnée qui est assimilée au potentiel hydrique. La courbe (2) présente le taux de saturation en eau en abscisse mais si le formalisme est différent de celui des modèles [5] et [6].

Ces modèles dépendent de paramètres (éq [5] et [6]) qui influent sur la forme des courbes et qui dépendent du sol mais qui ne peuvent, à priori, être associés à une caractéristique physique bien définie. Les valeurs de ces paramètres sont déterminées par ajustement du modèle aux courbes issues de manipulations expérimentales (figure 7 (1) et 7(2)). Les FPT peuvent intervenir ici, pour l'estimation de ces paramètres pour des sols pour lesquels les CRE et CCH n'aurait pas été déterminées expérimentalement. C'est à partir de ces modèles de CRE et CCH, que Nachabe (1998) et Assouline et Or (2014) ont construit de manière théorique leur équation du temps de ressuyage ou plutôt temps pour atteindre la capacité au champ, tel qu'ils le nomment dans leur travaux. Cependant ces deux termes renvoient bien à la même définition. Ces deux équations sont présentées ci-après.

$$t_{fc} = \left(\frac{K_s}{q_{fc}} - \theta_I^{-n} \right) \frac{I}{nK_s} \quad (\text{Nachabe, 1998}) \quad [7]$$

Avec :

- t_{fc} , le temps pour parvenir à la capacité au champ ou temps de ressuyage
- K_s , la conductivité hydraulique à saturation
- q_{fc} le débit à la capacité au champ
- $\theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}$ l'humidité normalisée, avec θ = humidité du sol à un temps t , θ_r l'humidité résiduelle du sol, θ_s l'humidité du sol à saturation
- θ_I l'humidité normalisée du sol au début du ressuyage
- I , hauteur d'eau infiltrée au début du ressuyage
- n un paramètre de forme du modèle, qui dépend du sol mais n'a pas de signification physique.

$$t_{FC} = -\frac{Q_\infty}{K_s} \ln[Kr(S_{FC})] \quad (\text{Assouline et Or, 2014}) \quad [8]$$

Avec

- $Q_\infty = z(\theta_s - \theta_r)$, quantité totale d'eau ressuyable à une profondeur de sol z donnée avec θ_s et θ_r , ayant la même signification que dans l'équation de Nachabe(1998)
- K_s est la conductivité hydraulique à saturation,
- $K_r(S_{FC}) = \frac{K(S_{FC})}{K_s}$, avec $K(S_{FC})$, la conductivité hydraulique à la capacité au champ

Dans chacun de ces deux modèles, le temps de ressuyage dépend de la quantité d'eau ressuyable (θ_I ou Q_∞), de l'état du flux au début du ressuyage (K_s) et de l'état du flux hydrique à la capacité au champ (q_{fc} ou K_{fc}). Leur différence tient dans le formalisme de certains termes mais surtout des types de modèles utilisés pour la construction de celui du temps de ressuyage. Ainsi, Nachabe (1998) utilise le modèle de CCH de Brook et Corey (1964). Assouline et Or (2014), utilise le modèle de CRE de Van Genuchten (1980) celui de Mualem (1986) pour la CCH et enfin celui de Youngs et Aggelides (1960) pour le débit de ressuyage en fonction du temps. Ces modèles impliquent la détermination expérimentale ou via une FPT des CRE, CCH et K_s pour leur paramétrisation et donc l'estimation d'un nombre important de propriétés hydrauliques du sol, qui plus est, difficiles à mesurer en comparaison à un cas où l'on estimerait directement le temps de ressuyage à partir de caractéristiques de sol faciles à estimer dans une FPT. Ainsi, on peut s'interroger sur la pertinence de cette approche pour notre problématique.

2. Matériels et Méthodes

Pour rappel les objectifs du stage sont de mettre en évidence et de discuter les différentes approches méthodologiques pour quantifier le temps de ressuyage. La démarche a consisté à examiner la littérature pour sonder les différentes méthodes existantes et les mettre en relation avec le modèle du bilan hydrique « Billy » d'Arvalis pour proposer des voies méthodologiques possibles pour l'estimation du temps de ressuyage pour les instituts techniques français. En parallèle, une méthode expérimentale d'acquisition de courbes de ressuyage a été mise au point et mise en œuvre. Puis trois méthodes d'analyse de ces courbes pour mesurer le temps de ressuyage ont été testées. Les courbes de ressuyage sont ici définies comme un suivi de la quantité d'eau ressuyée au cours du temps.

2.1. Acquisition de courbes de ressuyage

2.1.1. Un suivi hydrique durant la période hivernale, en amont du stage

Initialement, des données de suivis hydriques au champ devaient être utilisées pour mesurer le temps de ressuyage sur des courbes d'humidité en fonction du temps (figure 4). Ainsi un suivi a été conduit en amont du stage (janvier à mi-avril). Ces suivis consistaient en le couplage de mesures de teneur en eau et de mesures de tension de l'eau du sol (ou potentiel hydrique), à une profondeur de 20cm. Cette profondeur a été choisie dans le but de caractériser le temps de ressuyage de la couche arable. Les mesures de teneur en eau étaient réalisées, soit en continu au moyen de sondes capacitives, soit ponctuellement grâce à des prélèvements de sol et de mesures d'humidité pondérale via la méthode gravimétrique (1.3.1.1.1). Les mesures de tension étaient réalisées grâce à des tensiomètres mesurant en continu. Les mesures de tension avaient pour objectif de repérer les états de saturation en eau du sol et l'humidité à la capacité au champ. Le suivi concernait treize sites situés dans différentes stations ARVALIS et choisis pour représenter une diversité de sols.

Cependant, l'hiver 2018-2019 a été très sec et l'humidité n'a pas permis d'observer de ressuyage et à fortiori de mesurer un temps de ressuyage sur les sites de mesures. De plus, un certain nombre de sondes n'ont pas enregistré les mesures d'humidité pour des raisons techniques. Finalement, seulement trois sites ont fourni des chroniques de teneur en eau. Cette méthode n'a pas pu être poursuivie durant le stage pour tenter d'acquérir de nouvelles données, pour deux raisons. D'une part, la période de l'année du stage n'est pas propice pour observer du ressuyage (pluviométrie faible et évapotranspiration élevée). D'autre part, le matériel n'était plus disponible car mobilisé sur d'autres expérimentations. Le recours aux suivis hydriques a donc été abandonné pour se concentrer sur la recherche d'autres méthodes. L'enjeu était de trouver une méthode assez peu dépendante des conditions climatiques, ne nécessitant pas l'usage de sondes, et qui puisse être rapidement mise en œuvre afin de disposer des résultats dans le temps du stage.

2.1.2. Une méthode d'acquisition de courbe de ressuyage au laboratoire

Le choix a été fait d'estimer le temps de ressuyage par une méthode au laboratoire sur des échantillons de sol non remaniés c'est-à-dire avec préservation de la structure du sol. Il est clair que les temps de ressuyage mesurés de telle manière seront différents ce que l'on pourrait

mesurer au champ mais compte-tenu des considérations climatiques et matérielles mentionnées plus haut, cette méthode s'est avérée le meilleur compromis pour le stage. Cependant, l'objectif final étant bien de connaître le temps de ressuyage au champ, l'enjeu serait donc de relier les données obtenues en laboratoire et des données obtenues au champ. La valeur ajoutée de cette méthode réside dans le fait de pouvoir mesurer des temps de ressuyage dans le cas où des mesures au champ ne seraient pas possibles. Son principe consiste à saturer les échantillons de sol, les mettre à ressuyer et suivre la masse ressuyée au cours du temps. Le temps de ressuyage étant atteint lorsque la masse se stabilise. Cette méthode utilise le principe des perméamètres au laboratoire (1.3.1.2) dans le cas d'une charge variable et uniquement liée à l'eau contenue dans le cylindre de sol c'est-à-dire sans colonne d'eau surmontante.

2.1.2.1. Choix des sols

Les prélèvements ont été effectués sur les mêmes sites que ceux sites choisis pour les suivis hydriques menés en amont du stage pour conserver la diversité de sols dans le but d'avoir une idée des types de sol pour lesquels la méthode est applicable et de savoir si cette dernière permet de discriminer des comportements de sol en termes de temps de ressuyage. Le deuxième critère était que ces sites de prélèvement devaient être en lien avec ARVALIS, afin d'avoir la possibilité d'un accès facile aux caractéristiques de la parcelle et à la parcelle elle-même. Les suivis hydriques concernaient treize sites ARVALIS mais pour des raisons de gestion du temps deux sites n'ont pas été prélevés. De plus, du fait d'une pierrosité trop importante un troisième site n'a pas été prélevé conduisant leur nombre à dix (figure 8)

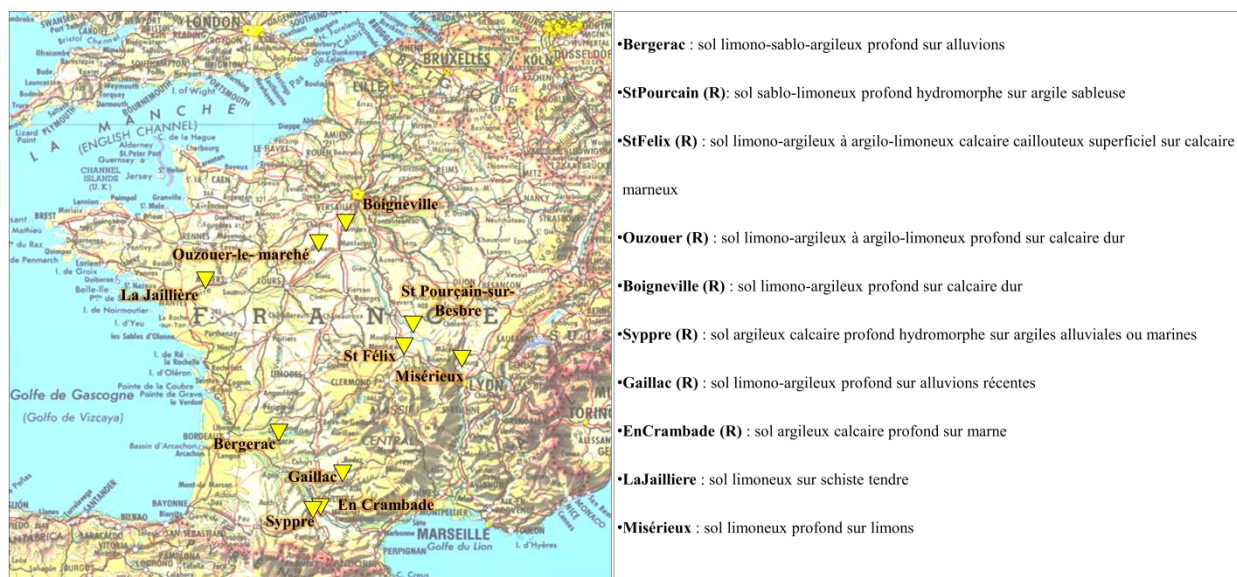


Figure 8 : localisation géographique des sites dix de prélèvement des cylindres de ressuyage

2.1.2.2. Prélèvement des cylindres de sol



Figure 9 : prélèvement des cylindres de ressuyage au champ

Le prélèvement d'échantillons de sol non remaniés a consisté à enfoncer des cylindres de métal de dix centimètres de hauteur et de quinze centimètres de diamètre. Ces dimensions sont inspirées de celles des cylindres de Wind et K_{sat} (Giot, 2008) qui sont utilisés par l'INRA pour réaliser des courbes de rétention en eau. Ces dimensions sont un bon compromis entre un volume suffisamment élevé pour pouvoir limiter l'effet éventuel d'un biais local (Giot, 2008) comme un trou de ver de terre par exemple, avoir un volume d'eau potentiellement ressuyable suffisamment important et une facilité de manipulation et de transport. Les cylindres prélevés par site étaient au nombre de trois et étaient contenus dans une zone d'environ un mètre carré. L'objectif de ces répétitions n'était évidemment pas de représenter la parcelle de prélèvement, leur nombre étant trop faible, mais d'avoir une première idée de la variabilité du temps de ressuyage et d'augmenter les chances d'obtenir des résultats, en cas d'échec de la manipulation sur un des échantillons, par exemple. La profondeur a été choisie afin d'encadrer une profondeur de vingt centimètres, en cohérence avec celle choisie pour les suivis hydriques qui ont pour vocation à être reconduits après le stage. Les cylindres étaient enfoncés au moyen d'un marteau et d'un support intermédiaire. Ensuite, la terre autour du cylindre était enlevée avec une pioche et une petite pelle jusqu'en dessous de la base du cylindre et enfin, le cylindre était extrait avec précaution pour ne pas arracher de mottes. Pour finir, les excès de terre autour du cylindre étaient enlevés avec un gros couteau et la base de l'échantillon était brossée avec une brosse métallique pour supprimer le lissage dû au nettoyage au couteau (Tobias, 1968). Pour le transport, les cylindres étaient emballés dans du film plastique et calés dans une caisse avec du papier journal pour éviter une déstructuration et un délitement de la terre.

2.1.2.3. Simulation du ressuyage au laboratoire

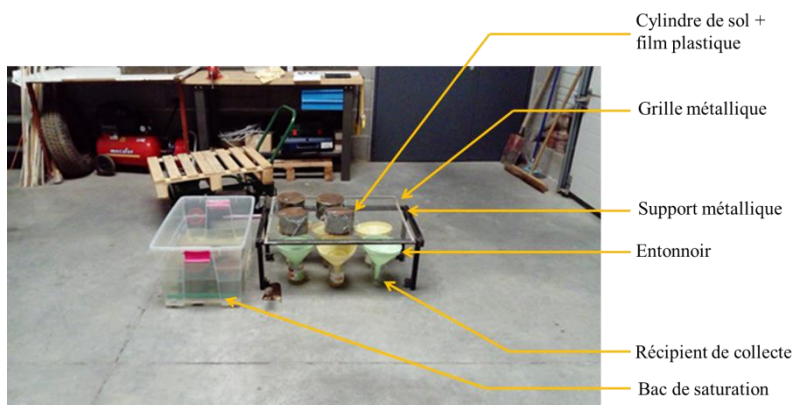


Figure 10 : dispositif de ressuyage des cylindres au laboratoire

Une fois au laboratoire, venait l'étape de saturation en eau des cylindres qui a été réalisée en plaçant ceux-ci dans un bac rempli d'eau. L'enjeu ici était de contrôler l'état de saturation des échantillons avant le début du ressuyage pour disposer des mêmes conditions de saturation initiale pour tous les cylindres. N'ayant pas d'appareil de mesure du taux de saturation en eau, nous avons veillé à respecter rigoureusement les mêmes étapes pour tous les cylindres. De plus, la saturation a été scindée en deux étapes. La première consistait à remplir la microporosité par capillarité en ne remplissant le bac d'eau que quelques centimètres au-dessus de la base des cylindres. Ceci permettait de remplir totalement la microporosité. En effet, une immersion directe des cylindres n'aurait pas permis de chasser tout l'air enfermé dans la microporosité (Tobias, 1968). La durée de l'étape de saturation par capillarité durait environ douze heures. Cette durée a été choisie grâce aux résultats de tests préalables qui donnaient la fin de cette étape à huit heures pour la durée maximum. Etant données les contraintes des horaires de travail, il a été choisi de commencer la saturation en fin de soirée et de laisser les cylindres toute la nuit pour passer à l'étape suivante au début de la journée. L'étape suivante consistait à immerger totalement les cylindres avec un niveau d'eau de cinq centimètres au-dessus du sommet du cylindre. Cette étape permettait de remplir la macroporosité et était d'une durée de deux heures en cohérence avec des résultats de tests préalables.

Une fois les échantillons saturés, ils étaient mis à ressuyer sur une grille montée sur un support en métal (figure 10). L'eau ressuyée était recueillie dans un récipient surmonté d'un entonnoir afin de limiter l'évaporation dans le récipient au cours du ressuyage, l'entonnoir limitant la surface de contact entre l'air et l'eau ressuyée. Pour limiter l'évaporation, cette fois dans le cylindre, ceux-ci étaient recouverts d'un film plastique. La masse ressuyée était suivie au cours du temps grâce une balance mobile d'une précision d'un gramme. Cette précision a été jugée suffisante au regard du volume moyen ressuyé, déterminé au cours de tests préalables et variant entre trente et cent grammes. De plus, l'avantage d'une telle balance est sa mobilité qui permet de mesurer simultanément la masse ressuyée de plusieurs cylindres sans devoir disposer de plusieurs balances. Les mesures de masse étaient réalisées toutes les minutes durant les dix premières minutes et toutes les dix minutes ensuite, du fait de la vitesse décroissante du ressuyage. Les mesures cessaient lorsque que quatre mesures consécutives étaient égales.

2.2. Analyse des courbes de ressuyage et détermination du temps de ressuyage

Une fois les courbes de ressuyage obtenues, il fallait déterminer le temps de ressuyage sur celles-ci. Pour cette détermination, le critère d'atteinte du « point de ressuyage » retenu est un débit de ressuyage suffisamment lent c'est-à-dire lorsque la pente de la courbe de ressuyage devient suffisamment faible. Le problème vient dans la détermination de la valeur de ce débit limite. Pour un institut technique tel qu'ARVALIS, le choix doit se faire en évaluant l'écart que le choix de ce paramètre peut avoir sur le bilan hydrique en choisissant l'écart pouvant être considéré comme tolérable. Etant données les conditions de laboratoire de l'expérience et le temps à disposition pour le stage, il n'a pas été possible d'évaluer ce paramètre en termes d'impact sur le bilan hydrique et le choix s'est fait arbitrairement (0.05g/min).

Afin de s'affranchir des variations ponctuelles sur les courbes expérimentales, pouvant être dues aux variations de la balance, mais surtout pour disposer d'une courbe avec un nombre de points suffisant élevé pour pouvoir calculer des pentes suffisamment précisément, il a été décidé d'ajuster une courbe « modèle » aux données. Trois méthodes d'ajustement ont été testées : un ajustement dit « à la main » et deux ajustements via des méthodes statistiques. Pour la première, il a été tracé la courbe de tendance sur les données expérimentales à main levée et la détermination du temps de ressuyage s'est fait graphiquement. En effet, l'asymptote horizontale de cette courbe de tendance a été tracée, puis le temps de ressuyage déterminé comme l'abscisse du point de section entre l'asymptote et la courbe de tendance (figure 14 (3)).

Pour la première méthode statistique, il a été choisi d'ajuster une courbe via un modèle quadratique plateau du fait de la forme des données expérimentales. Cet ajustement a été réalisé grâce à la fonction « nls() » du package « stats » du logiciel R (R-Project, s. d.). Une fois l'ajustement réalisé, les valeurs prédites ont été récupérées avec un pas de temps de 0.5 minutes. Puis les valeurs de pente ont été calculées entre chacun de ces points (figure 11).

Le principe de la troisième méthode est de réaliser des régressions linéaires de proche en proche en ajustant localement des polynômes de degrés un, sur la courbe des données expérimentales. Cette méthode est la méthode « LOESS » et a été utilisée grâce à la fonction « loess() » du package « stats » du logiciel R (R-project, s. d.). Le nombre de points pour chaque régression locale doit être un compromis entre un bon lissage (peu de variation brusque de pente) et bon ajustement. Ce paramètre peut être choisi comme argument de la fonction « loess() » et représente une proportion du nombre de points de mesure (R-project, s. d.). La valeur choisie a été de 0.4 en se basant sur des tests graphiques. Comme pour la méthode « NLS », les valeurs prédites ont été récupérées avec un pas de temps de 0.5min. Dans les deux cas, le temps de ressuyage était ensuite déterminé comme le temps à partir duquel la pente devenait inférieure à 0.05g/min via un programme écrit sous R au cours du stage.

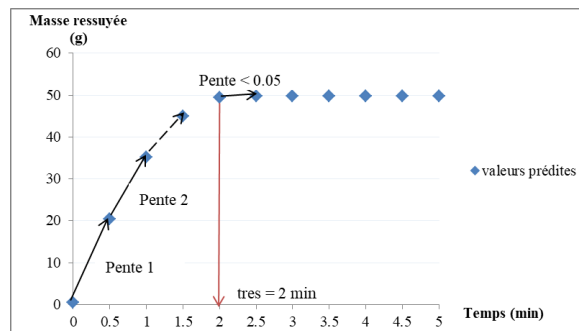


Figure 11 : représentation schématique de la détermination du temps de ressuyage sur les courbes de ressuyage ajustées pour les méthodes "NLS" et "LOESS"

Les méthodes ont été comparées en termes de précision et d'exactitude des résultats qu'elles renvoyaient. La précision renvoie au fait que les résultats obtenus varient peu autour de la moyenne alors que l'exactitude désigne la capacité d'une méthode à donner des résultats dont la valeur moyenne est proche de la valeur vraie ou de référence (Hamel *et al*, 2015). Ces deux notions peuvent être illustrées en faisant l'analogie avec le jeu de fléchettes (figure 12)

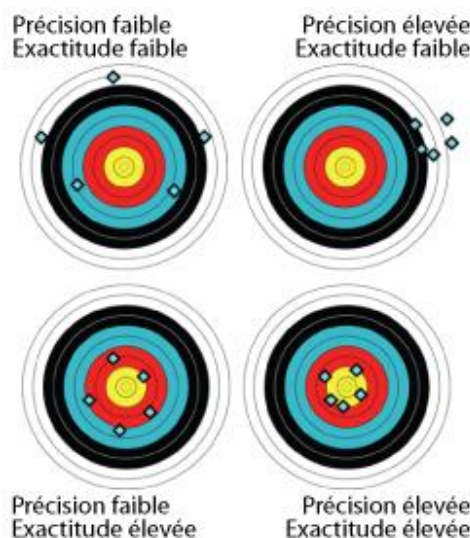


Figure 12 : illustration des notions de précision et d'exactitude d'une méthode de mesure ou d'estimation (Hamel *et al*, 2015)

2.3. Mise en relation des résultats de temps de ressuyage avec certaines caractéristiques de sol

Pour finir, les résultats de temps de ressuyage obtenus selon ces trois méthodes ont été comparés avec une tentative de mise en relation avec des variables « sol ». Dans la littérature, les variables souvent utilisées pour tenter d'expliquer des propriétés hydriques du sol sont les différentes teneurs granulométriques c'est-à-dire la teneur en argile, sable et limon ainsi qu'en matière organique (Abdelbaki *et al*, 2009). Enfin, la variable de structure du sol la plus utilisée est la densité apparente (Assouline, 2006; Ly *et al*, 2017). De plus, ces variables sont régulièrement mesurées et relativement faciles d'accès. C'est donc celles-ci qui ont été utilisées. Pour ce faire, nous disposons de la base de données d'ARVALIS qui renferme des données de sols types, qui seront appelées « fictifs » car définis à « dire d'expert ». La base renferme aussi des données de sol dits « réels » qui par opposition aux sols « fictifs » ont fait l'objet d'une caractérisation

pédologique et pouvant donc être associés une position géographique. Il semble que les premiers soient sources de fortes imprécisions pour caractériser les sites de mesures et que le choix des sols « réels » semblent plus adapté mais les deux sources de données ont été comparées pour le vérifier. Parmi les sites faisant l'objet de notre travail, quatre n'ont pas pu être associés à des sols « réels » et sont les sites de La Jaillière, Boigneville, Misérieux et Bergerac. Ainsi, des analyses de sol des parcelles de ces sites ont été obtenues auprès des équipes techniques, pour étoffer le jeu de données « réelles ». Enfin, nous disposons des données de densité apparente issues de la même zone de prélèvement que celle des cylindres de ressuyage. En effet, des prélèvements de cylindres de huit centimètres de diamètre et de cinq centimètres de hauteur ont été réalisés afin de mesurer la densité apparente. Ces cylindres ont été prélevés au nombre de trois dans la zone de prélèvement des cylindres de ressuyage. Même si nous pouvions bénéficier de valeur de densité apparente dans la base sol d'Arvalis, il a été choisi refaire des mesures car la densité apparente peut varier assez fortement à l'échelle d'une parcelle mais aussi dans le temps (Guerif, 1990). Les prélèvements de ces cylindres étaient immédiatement mis dans des sachets en plastique et fermés hermétiquement pour éviter l'évaporation. Une fois au laboratoire, les échantillons étaient pesés dans leur sachet puis vidés et mis à sécher à l'étuve durant 48h à 105°C (Ly *et al*, 2017). Une fois sec, les échantillons étaient de nouveau pesés. Le rapport du poids sec sur le volume des cylindres donnait la densité apparente. Les valeurs de densité obtenues prennent en compte la densité de la terre associée aux cailloux car ceux-ci n'ont pas été enlevés.

Etant donné le nombre (10) de sites de mesure et le nombre de répétitions par site, nous ne nous attendons pas à mettre en évidence un effet des variables sols à disposition de manière fiable via un test statistique, d'autant plus que la variabilité des propriétés hydriques du sol est importante à l'échelle d'une parcelle (Ottoni *et al*, 2019). L'objectif n'était donc pas de conclure de manière fiable à un effet éventuel mais d'avoir une première impression graphique lorsque l'on met en correspondance le temps de ressuyage et les variables sol à disposition.

3. Résultats et Discussion

Dans cette partie, les résultats de la mise en œuvre des méthodes d'acquisition des courbes de ressuyage ainsi que de l'analyse de ces courbes sont présentées. En revanche, les différentes voies méthodologiques proposées à partir de la littérature en articulation avec le modèle du bilan hydrique « Billy », seront présentées dans la partie Bilan et Perspectives.

3.1. Evaluation de la mise en œuvre des méthodes expérimentales des « suivis hydriques au champ » et des « cylindres au laboratoire »

3.1.1. Conditions de réussite des méthodes

Les résultats des suivis hydriques en amont du stage n'ont pas pu être exploités pour plusieurs raisons. Premièrement, la sortie d'hiver 2019 a été très sèche et n'a pas permis d'observer de ressuyage et à fortiori de mesurer un temps de ressuyage sur les sites de mesures. Enfin, un certain nombre de sondes n'ont pas enregistré les mesures d'humidité pour des raisons techniques. Finalement, seulement trois sites ont fourni des chroniques de teneur en eau.

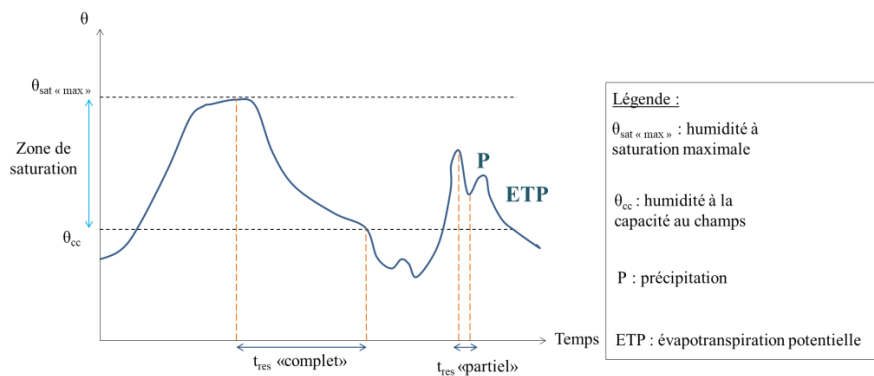


Figure 13 : représentation schématique d'un suivi hydrique et mise en évidence des biais climatiques pour l'estimation du temps de ressuyage

De manière générale, les suivis hydriques au champ dans le cadre de mesures du temps de ressuyage présentent certaines limites. La première est que les données obtenues sont dépendantes des conditions climatiques (figure 13). Ainsi, un manque de précipitation peut empêcher de dépasser l'humidité à la capacité au champ conduisant à une absence de ressuyage. De plus, dans le cas où l'humidité à la capacité au champ serait dépassée, l'humidité n'atteindrait pas forcément la saturation maximale et après la fin de la pluie, la courbe de ressuyage ne serait que partielle et le temps de ressuyage mesuré incomplet. De plus, le niveau de saturation sera variable selon la quantité de précipitation entraînant un biais dans les mesures du temps de ressuyage. En outre, la phase de ressuyage pourra être parasitée par une ou plusieurs pluie(s) qui surviendrait avant l'atteinte de l'humidité à la capacité au champ. Enfin, l'évapotranspiration peut intervenir et parasiter le ressuyage. Finalement, cette variabilité de condition entraîne soit une impossibilité de mesurer des temps de ressuyage, soit une variabilité résiduelle trop importante pour pouvoir analyser la variabilité liée au sol. Deux solutions peuvent être envisagées. La première est de s'affranchir de la variabilité climatique en contrôlant les apports d'eau par arrosage et en couvrant le sol pour éviter les pluies parasites. La deuxième solution serait d'acquérir des données de suivis hydriques en masse afin de gommer la variabilité climatique.

A l'inverse, la méthode des « cylindres au laboratoire » permet de mieux contrôler les conditions d'humidité et d'évaporation au laboratoire (2.1.2.3). Cependant, cette méthode est dépendante des conditions climatiques pour la phase de prélèvement des cylindres. En effet, un prélèvement en sol trop humide peut entraîner un effondrement de la terre contenue dans le cylindre. En revanche, un prélèvement dans des conditions trop sèches peut rendre trop difficile l'enfoncement du cylindre dans le sol. Il faut aussi noter que ce mode de prélèvement peut entraîner une déstructuration du sol de l'échantillon et donc que les conditions de structure pour le ressuyage pourront être différentes d'un cas hypothétique où l'échantillon serait en condition réelle. Le niveau de déstructuration doit probablement avoir un lien avec l'humidité mais ceci n'a pas pu être évalué au cours du stage. Finalement, cette méthode a permis d'obtenir vingt-cinq courbes de ressuyage sur trente cylindres prélevés. En effet, même si dans la majorité des cas, les cylindres sont restés intacts, il en est certains dont la terre s'est effondrée, notamment au cours de la phase de saturation. Ainsi, l'expérience peut échouer en cas de sol trop meuble. Cet effondrement concernait, dans la majorité des cas, un cylindre sur trois par site, sauf pour un où les trois se sont effondrés, réduisant le nombre de sites étudiés de dix à neuf. Une amélioration pouvant être apportée au dispositif serait de fixer une grille à la base des cylindres pour éviter l'affaissement du contenu au cours de la saturation et du passage du cylindre au dispositif de ressuyage.

3.1.2. Temps, coût et difficulté de mise en œuvre des méthodes

La phase de prélèvement des cylindres pour trois cylindres et une personne représente un temps d'une demi-heure à une heure et demie selon la nature du sol mais ceci peut varier selon les personnes et leur nombre. Ici, seulement trois cylindres étaient prélevés, donc si l'on souhaite augmenter le nombre de répétitions, le temps à consacrer pourrait devenir non négligeable et serait à prendre en compte pour la mise en place d'une campagne de prélèvement. La question du stockage intervient du fait de la taille des cylindres et peut nécessiter des volumes de stockage assez conséquent. La phase de saturation et d'acquisition des courbes de ressuyage prend environ une nuit et une journée pour huit cylindres, pour une personne et pour le dispositif utilisé pour le stage, à raison de quatre cylindres ressuyant simultanément. Ainsi, la méthode des « cylindres » demande un à plusieurs jours de manipulation et une capacité de stockage relativement importante selon le nombre de cylindres prélevés. Au contraire, la méthode des « suivis hydriques » nécessite seulement de poser la sonde, manipulation prenant généralement quelques dizaines de minutes (communication personnelle), voire de relever les données acquises dans le cas où il n'y aurait pas d'enregistrement. En revanche, les sondes de mesure de l'humidité du sol peuvent être coûteuses à la différence de la méthode des « cylindres » qui repose sur du matériel accessible (annexe 1). Ainsi, l'effectif des sondes n'est généralement pas très important au sein des instituts techniques comme ARVALIS. Cela pose la question de la disponibilité des sondes dans le cadre du partage du matériel et la possibilité de pouvoir répéter de manière importante les suivis dans l'espace et dans le temps, d'autant plus que les sondes doivent être mobilisées sur une période relativement longue.

3.1.3. Les conditions de laboratoire entraînent un biais par rapport à une situation au champ

Le prélèvement d'un échantillon de sol et la mesure du temps de ressuyage sur cet échantillon au laboratoire via la méthode des « cylindres » entraîne un biais par rapport à une situation de terrain. En effet, dans un sol la vitesse de ressuyage d'une couche va dépendre de la vitesse de la

couche supérieure et de la vitesse de la couche inférieure et donc la vitesse de ressuyage de l'ensemble du sol va dépendre de la vitesse propre de chacune des couches mais aussi des interactions entre elles (1.1.2.3). Ici, nous ne mesurons donc que le temps de ressuyage propre de l'échantillon qui serait différent si on le replaçait dans le sol en entier. Ce problème ne se pose pas avec la méthode des suivis hydriques au champ. Ainsi la méthode des « cylindres » peut permettre de classer des couches de sols mais pas de donner une représentation exacte du temps de ressuyage de la parcelle pour le sol en entier. Cependant, on peut se demander dans quelle mesure il est possible de relier des résultats acquis via la méthode cylindre et des résultats acquis via la méthode des suivis hydriques au champ.

3.2. Analyse des courbes de ressuyage et détermination du temps de ressuyage

3.2.1. Présentation des courbes de ressuyage obtenues

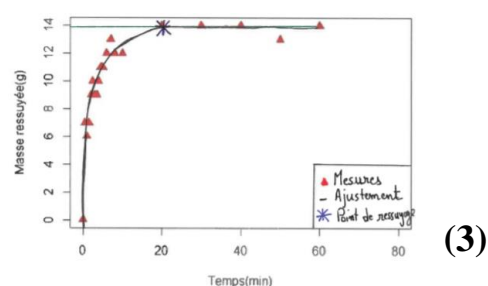
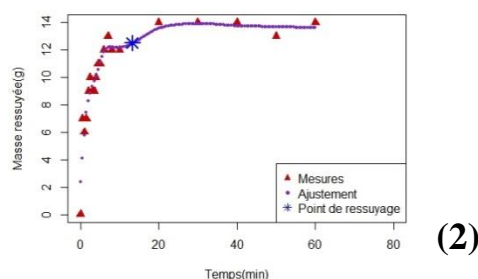
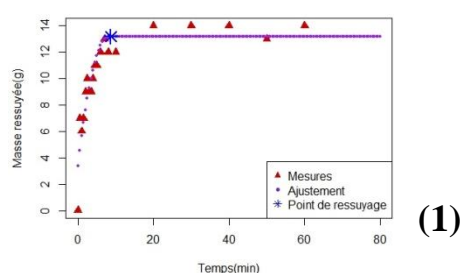


Figure 14 : exemples de résultats des ajustements pour la méthode "NLS" (1), "LOESS" (2) et "à la main" (3), pour un cylindre du site de Gaillac

Les courbes de ressuyage obtenues sont de type quadratique plateau (triangles rouges sur la figure 14 + annexes 2) c'est-à-dire avec une première phase quadratique suivi d'une deuxième phase correspondant à un plateau, reflétant la perte de débit au cours du ressuyage. La limite entre les deux est le point de ressuyage des cylindres dont l'abscisse est le temps de ressuyage. Cette limite a été déterminée selon les trois méthodes présentées en 2.2. Les résultats des

ajustements sont présentés sur la figure 14 (Points violets ou ligne noire pour la méthode « à la main »)

3.2.2. Comparaison des résultats d'ajustement et de temps de ressuyage obtenus selon les méthodes

Pour la méthode « NLS », l'algorithme n'a pas pu ajuster de courbe pour trois cylindres, issus des sites d'EnCrambade et St Félix. Pour cette même méthode, sur les autres cylindres, on constate que l'ajustement n'est pas optimal car le virage de la courbe ne colle pas bien aux données, le plateau intervient plus tôt que sur les données (figure 14 (1)) et ce pour tous les ajustements (annexe 2). Cette méthode semble donc sous-estimer le temps de ressuyage et n'a donc pas une bonne exactitude. Ces observations sont vérifiées par les résultats présentés dans le tableau 1 qui donne un temps de ressuyage moyen obtenu avec la méthode « NLS » (~6min) bien inférieur à celui des méthodes « LOESS » et « à la main » (respectivement ~18 et 22 min). En revanche, la méthode « NLS » donne un bon lissage, c'est-à-dire que les variations résiduelles des données sont gommées se traduisant par un écart-type plus faible (~3min) que les autres (~9 et ~11min) et donc une bonne précision.

La méthode « LOESS » donne un bon ajustement mais le lissage est par endroit et pour certains sites, imparfait. C'est le cas d'une des courbes du site de Gaillac (figure 14 (2)) mais aussi pour d'autres sites (annexe 2). Ceci s'explique par le fait que la méthode « LOESS » semble sensible aux points atypiques donnant des ruptures atypiques dans la courbe (figure 14 (2)). Dans cette situation, la valeur de la pente peut devenir localement inférieure à la limite fixée pour détecter le temps de ressuyage et donner une valeur inexacte. Un paramètre de la méthode permet de choisir un compromis entre ajustement et lissage, il faut donc trouver la valeur du paramètre qui donne le meilleur compromis. Cependant, le meilleur compromis n'est pas toujours optimal. Cette particularité de la méthode explique la variabilité, à travers l'écart-type, plus forte que celle générée par la méthode « NLS ».

La méthode « à la main » donne des résultats semblables à la méthode « LOESS » en termes de moyenne (~18 et ~21min) et d'écart-type (~9 et ~11 min). Cependant pour certains sites, on observe des différences assez importantes (supérieures à 5 min en valeur absolue) entre ces deux méthodes (en rouge dans la colonne 4 du tableau 1) qui s'expliquent par la particularité de la méthode « LOESS » expliquée plus haut. La variabilité de la méthode « à la main » semble, quant à elle, liée à la qualité du tracé à la main et à la qualité de détection du temps de ressuyage visuellement et semble plus diffuse sur l'ensemble des résultats. Elle ne donne ainsi pas de valeur aberrante comme c'est le cas pour la méthode « NLS » et parfois pour la méthode « LOESS ». Cette méthode permet donc d'obtenir un bon compromis lissage/ajustement et donc un bon compromis exactitude/précision dans la détermination du temps de ressuyage. Ce compromis dépendra cependant de l'opérateur et de sa capacité à tracer un ajustement de qualité.

Tableau 1 : résultats de temps de ressuyage obtenus selon les trois méthodes d'analyse de courbes de ressuyage

Cylindres	tres « LOESS » (min)	tres « à la main » (min)	tres « NLS » (min)	Ecartes tres « à la main »/ « LOESS » (min)
LaJa1	16.75	19	3.25	2.25
LaJa2	14.75	36	7.75	21.25
Ouz1		61	2.75	
Ouz2	13.75	10	6.25	-3.75
Boi1	8.25	20	3.75	11.75
Boi2	12.75	9	3.75	-3.75
Boi3	13.25	14	3.75	0.75
StPour1		37	9.75	
StPour2	14.75	37	2.25	22.175
StPour3	14.75	25	5.75	10.45
StFe1	14.75	16		1.53
StFe2	14.25	13	2.25	-1.12
Gai1	7.25	16	8.75	8.85
Gai2	13.25	15	10.75	2.15
Gai3	14.25	16	9.25	2.2
EnCram1	16.75	14		-2.4
EnCram2	25.75	20	9.75	-5.975
EnCram3	23.75	14		-9.4
Syp1	44.75	23	6.75	-21.48
Syp2	35.25	28	4.75	-7.425
Syp3	26.25	17	4.25	-9.63
Syp4	34.75	26		-8.33
Berg1	13.25	13	2.75	-0.125
Berg2	14.75	19	6.25	4.325
Berg3	15.7	20	6.25	4.075
Moyenne	18.42	21.62	5.75	6.605 (en valeur absolue)
Ecart-type	9.20	11.35	2.72	

Pour finir, on constate que d'une méthode à l'autre, les valeurs de temps de ressuyage ne varient pas toujours dans le même sens ou du même ordre de grandeur d'un site à l'autre. Autrement dit, si, pour un site, la valeur du temps de ressuyage varie dans un sens en passant d'une méthode à une autre, pour un autre site, ce pourra être l'inverse ou la variation pourra être d'un ordre de grandeur différent (figure 15). Pour résumer, les différentes méthodes peuvent changer l'ordre des sites ou changer les écarts entre site en termes de temps de ressuyage. Cette interaction entre le site et la méthode utilisée peut rendre difficile la comparaison des sites entre eux.

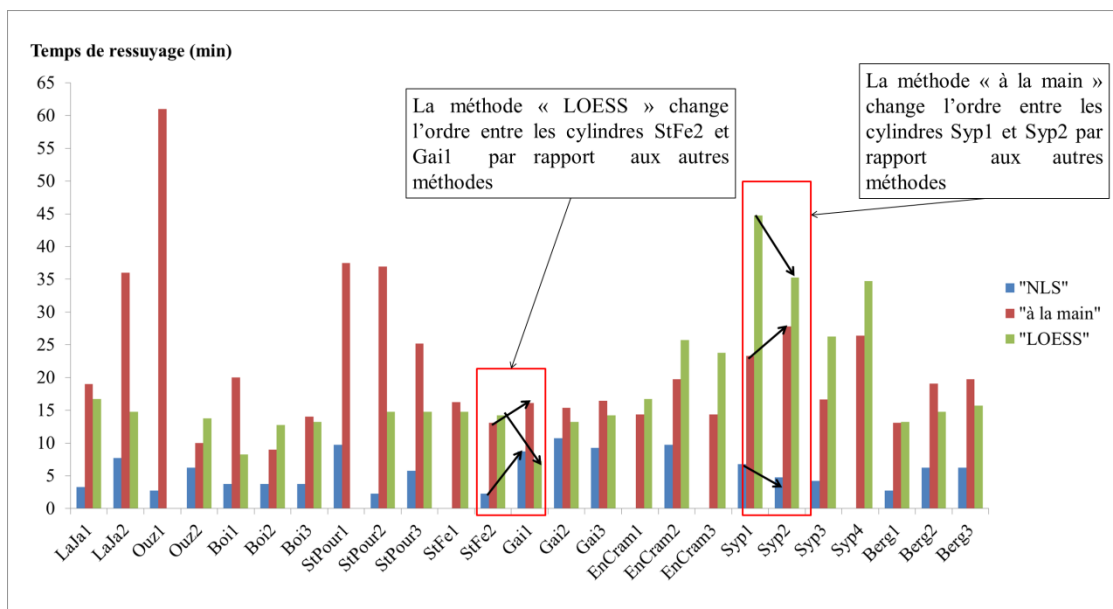


Figure 15 : exemples de changement d'ordre d'un cylindre à un autre selon la méthode d'analyse de courbes de ressuyage utilisée

Remarque : quand on parle de site, il n'est pas question de la parcelle de prélèvement mais bien de la zone de prélèvement d'environ un mètre carré (2.1.2.2). En effet, il n'est pas possible de bien représenter la parcelle en termes de moyenne et de variabilité avec seulement trois répétitions d'autant que les propriétés hydriques des sols sont très variables dans l'espace (Ottoni *et al.*, 2019). De plus, les cylindres étaient placés entre 12.5cm et 27.5cm de profondeur, ils ne reflètent donc que le ressuyage de cette couche de sol et ce indépendamment des couches de sol supérieures et inférieures. Or, on sait que le temps de ressuyage d'une couche de sol à l'intérieur du sol entier dépend du ressuyage des couches inférieures et supérieures (1.1.2.3).

Pour la construction des courbes d'ajustement, il a été choisi de manière arbitraire un pas de temps de prédiction (0.5min) et une valeur de pente limite pour détecter le point de ressuyage (0.05g/min). Or, on peut se demander quelle influence auraient ces valeurs sur le temps de ressuyage estimé mais aussi sur la masse ou volume d'eau ressuyé au point de ressuyage et ainsi sur l'humidité de l'échantillon de sol à cet instant.

3.2.3. Mise en relation des résultats de temps de ressuyage avec les données sol

Etant donné le faible nombre de points de mesure (6 à 9 selon les méthodes) par rapport au nombre important de variables pouvant potentiellement intervenir sur le temps de ressuyage, il n'a pas été possible de conclure à des relations entre les variables sol à disposition et les temps de ressuyage mesurés. Ce manque de point de mesures peut ainsi conduire, graphiquement, à ne

pas observer de lien alors qu'il peut exister et inversement à en voir un qui n'existe pas ou de manière pas aussi forte ou faible. Ainsi, certains graphiques semblaient mettre en évidence un lien, d'autres pas (annexe 3). Nous allons discuter de la valeur que l'on peut attribuer à chacun. Dans tous les cas, un nombre plus important de répétitions serait nécessaire pour conclure à un éventuel effet et à la nature de cet effet.

Dans notre cas, au-delà du nombre important de variables potentiellement à l'œuvre sur le temps de ressuyage, d'autres sources de variabilité pourraient venir des conditions d'obtention de certaines « variables sol ». En effet, les données issues de la base sol d'Arvalis ou des analyses de sol obtenues auprès des équipes techniques, présentent deux approximations selon qu'elles soient « réelles » ou « fictives » (2.3). Pour le premier cas, les données ne correspondent pas exactement à la zone de prélèvement des cylindres mais à une moyenne de mesures réalisées à des endroits différents sur la parcelle. Ainsi, aux temps de ressuyage mesurés sur la zone de prélèvement d'environ un mètre carré ne correspondent pas des teneurs granulométriques mesurées dans la même zone. Dans le deuxième cas, les valeurs des données sont très approximatives du fait qu'elles renvoient à des « dire d'expert » et à une échelle plus régionale que parcellaire. Ainsi, d'une part la variabilité naturelle des propriétés hydriques du sol et d'autre part les conditions d'obtention des données semblent produire une variabilité trop grande par rapport au nombre de points de mesure pour mettre en évidence un effet des « variables sol » à disposition dans la base sol ou dans les analyses de sol. Ainsi, même si graphiquement, certaines variables semblent avoir un lien avec le temps de ressuyage (annexe 3), on peut difficilement leur accorder de la valeur. Ceci est différent pour la densité apparente qui a été mesurée dans la même zone que les temps de ressuyage. Ainsi, on peut accorder plus de valeur à la liaison que l'on observe graphiquement (figure 16 (1)) entre les données de temps de ressuyage et la densité apparente mesurées dans la même zone, même si celle-ci ne peut pas être assurée statistiquement du fait du faible nombre de point de mesure. Cette meilleure liaison graphique peut aussi tenir dans le fait que la densité apparente a un plus fort effet sur les propriétés hydriques du sol que les autres variables (Guerif, 1990). On constate également qu'aucune relation ne se dégage entre le temps de ressuyage et densité apparente fictive (figure 16 (2)), illustrant ce qui a été expliqué pour les données des sols « fictifs ». Les nuages de point de la figure 16 sont issus de la méthode « NLS » qui malgré son caractère inexacte, présente une faible variabilité (3.2.2). Les autres résultats sont présentés en annexe 3.

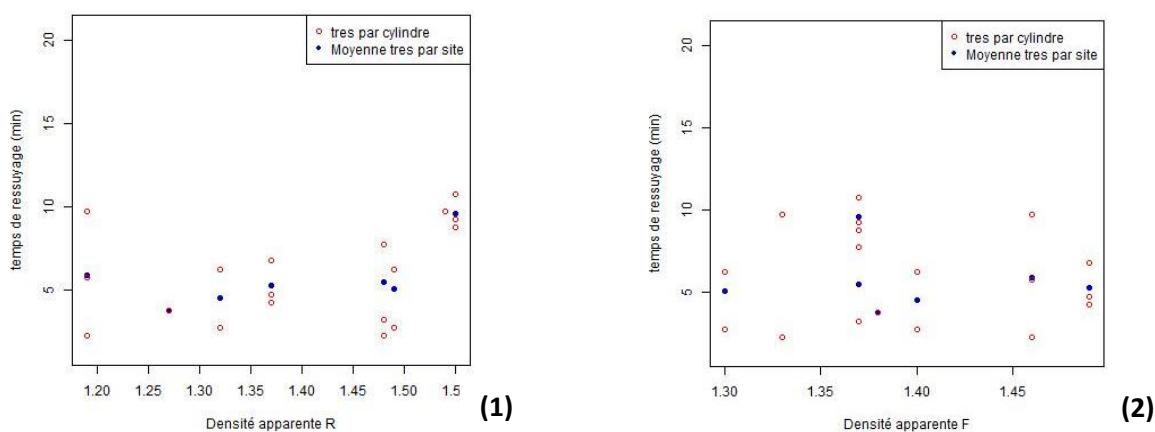


Figure 16 : nuages de points du temps de ressuyage obtenu par la méthode « NLS » en fonction de la densité apparente issue de sols "réels" (1) et "fictifs" (2)

4. Bilan et Perspectives

La caractérisation du ressuyage des sols via une FPT en est à ses débuts chez ARVALIS et dans les instituts techniques agricoles français. Ainsi, très peu de données en lien avec le ressuyage sont disponibles. Or, la construction d'une FPT nécessite un grand nombre de données en lien avec la variabilité des sols, pouvant demander plusieurs années d'acquisition. Ainsi, compte-tenu de la durée du stage il était impossible d'aboutir à une FPT validée et le travail entrepris devra être poursuivi durant plusieurs années encore devra porter en priorité sur l'acquisition de données de temps de ressuyage. En lien avec la variabilité des sols, il est important de bien les caractériser pour choisir quelle population de sols servira à la construction de la FPT. En effet, nous avons vu en 1.3.2.1 que l'on peut perdre en qualité prédictive si l'on établit une FPT sur une population de sols trop hétérogène. Le point de départ de l'acquisition de données de temps de ressuyage est l'obtention de courbes associées. Elles peuvent être des courbes de ressuyage, telles que définies en préambule de la partie Matériels et Méthodes, ou il peut aussi s'agir de courbes de rétention en eau (CRE) ou de courbes de conductivité hydraulique (CCH) définies en 1.3.2.3 . A partir des deux types de courbes mentionnés, différentes voies sont possibles pour l'estimation du temps de ressuyage (figure 17). La figure 17 est un panorama des méthodes, sous forme de voies c'est-à-dire, de successions d'étapes permettant d'accéder à l'estimation du temps de ressuyage ou du coefficient de percolation à partir des courbes relatives au ressuyage. Le temps de ressuyage et le coefficient de percolation qui sont deux formes d'expression de la vitesse de ressuyage et sont donc liés, l'estimation de l'un peut être déduite de l'estimation de l'autre. Le coefficient de percolation est la forme utilisée dans le bilan hydrique « Billy » (1.2.1).

4.1. Une approche à partir des courbes de ressuyage : une estimation directe du temps de ressuyage

4.1.1. Acquisition des courbes de ressuyage

Ce paragraphe renvoie à la partie gauche de la figure 17. Les deux modes expérimentaux d'acquisition de courbes de ressuyage ont été testés en amont ou cours du stage et un bilan est présenté dans le tableau 2

Tableau 2 : principaux avantages et inconvénients des méthodes des "suivis hydriques au champ" et des "cylindres au laboratoire" pour l'acquisition de courbes de ressuyage

	Méthode des « suivis hydriques au champ »	Méthode des « cylindres au laboratoire »
Représentation fidèle du terrain	+	-
Caractère destructif	+	-
Coût	-	+

Compte-tenu de l'objectif de construire une FPT continue capable d'estimer des valeurs de temps de ressuyage fidèles d'une situation au champ, la méthode des « suivis hydriques au champ » semble à poursuivre en priorité. Cependant, ces deux méthodes peuvent être conduites en parallèle afin de mettre en évidence un éventuel lien entre les résultats de laboratoire et des résultats « au champ ». Ainsi, la méthode « laboratoire » pourrait devenir pertinente pour caractériser une situation au champ et son avantage serait de ne pas être obligé de disposer de sondes coûteuses.

4.1.2. Analyse des courbes de ressuyage

La détermination du temps de ressuyage nécessite une méthode d'analyse des courbes de ressuyage dont le bilan des trois testées au cours du stage est présenté dans le tableau 3

Tableau 3 : principaux avantages et inconvénients des méthodes "NLS", "LOESS" et "à la main" pour la mesure du temps de ressuyage

	NLS	LOESS	"Main"
Précision	+	-	-
Exactitude	-	+/-	+
Adapté à un nombre important d'analyse	+	+	-

La méthode « NLS » sous-estime le temps de ressuyage et ne semble donc pas pertinente à conserver. La méthode « à la main » permet une mesure plus exacte du temps de ressuyage malgré une plus forte variabilité. Cependant cette méthode n'est pas adaptée pour analyser un grand nombre de courbes de ressuyage du fait du temps demandé pour sa réalisation alors que les autres peuvent être insérées dans un algorithme qui augmente la vitesse d'analyse. La méthode « LOESS », quant à elle, semble fournir des valeurs exactes sauf dans le cas où les

données expérimentales présentent un ou plusieurs points atypiques (3.2.1) mais elle peut être utilisée sur un grand nombre de courbes. Ainsi, un travail préalable sur les points atypiques ferait de cette méthode la meilleure alternative pour analyser des courbes de ressuyage en grand nombre pour la suite.

Voies identifiées à partir de l'acquisition des courbes de ressuyage

Voie 1

Les données de temps de ressuyage, obtenues par l'analyse des courbes, peuvent être utilisées pour construire une FPT du temps de ressuyage, permettant d'estimer ce dernier sur des sols n'ayant pas été caractérisés.

Voie 2

A partir des valeurs de volume ou masse ressuyée, il est également possible de calculer des valeurs de coefficient de percolation au cours du temps, à partir du suivi de la masse ou du volume d'eau ressuyé et de l'équation [3]. D'après les résultats de la méthode « laboratoire », le coefficient de percolation ne semble pas être constant au cours du temps (figure 18 + annexe 4).

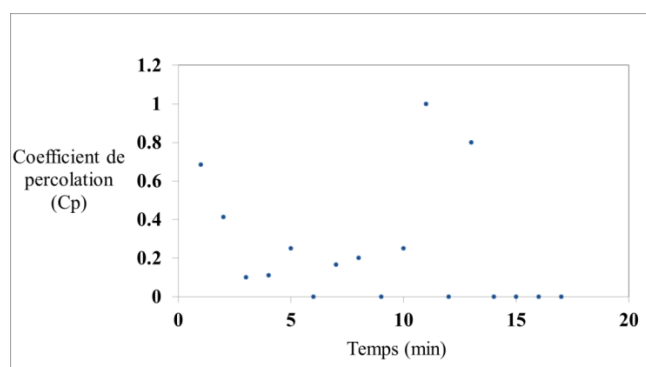


Figure 18 : exemple de courbes du coefficient de percolation au cours du temps pour un cylindre du site de La Jaillière

A partir de là, deux possibilités sont offertes. La première est de calculer un coefficient de percolation moyen pour l'ensemble du ressuyage et d'utiliser cette valeur comme une constante du temps dans le bilan hydrique « Billy ». La deuxième possibilité consisterait à ajuster un modèle à la courbe du coefficient de percolation en fonction du temps. Ce modèle permettrait de faire varier la valeur du coefficient de percolation à chaque pas de temps dans le modèle « Billy », qui considère actuellement le coefficient de percolation constant au cours du temps. Ainsi, en prenant en compte la variabilité du coefficient en fonction du temps au cours du ressuyage, on pourrait augmenter la précision de son estimation. Enfin, les paramètres (α , β ...) de ce modèle, liés au sol, pourraient être l'objet de FPT. Cette voie n'a pas pu être testée au cours du stage et reste à entreprendre.

Voie 3

La troisième voie à explorer reposerait sur la méthode de « l'inversion de modèle », c'est-à-dire estimer les paramètres d'un modèle en utilisant ce même modèle, connaissant les variables de sortie. Dans notre cas, il s'agirait de d'utiliser le modèle « Billy » pour estimer le coefficient de percolation à partir de suivis hydriques au champ. La démarche consisterait à ajuster une courbe

à la courbe réelle de suivi hydrique. On déduirait ainsi le coefficient de percolation du meilleur ajustement. Comme la voie précédente, elle demeure une piste encore à tester.

4.2. Une approche partir des courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique : une estimation du temps de ressuyage via des modèles théoriques

Ce paragraphe renvoie à la partie droite de la figure 17. Comme vu en 1.3.2.3, il existe des modèles théoriques des courbes de rétention en eau et conductivité hydraulique (Brook et Corey, 1964, Van Genuchten, 1980; Mualem, 1986) qui peuvent être reliés au temps de ressuyage de manière théorique (Nachabe, 1998; Assouline et Or, 2014). Pour être utilisés, ces modèles supposent d'être paramétrés à partir de données expérimentales et nécessitent l'obtention de CRE et CCH ou encore des valeurs de conductivité hydraulique à saturation (K_s), reposant sur le même type de dispositif expérimental que celui qu'on pourrait utiliser pour mesurer le temps de ressuyage (2.1.2.3). Ainsi, cette approche semble plus lourde à mettre en place que de construire une FPT du temps de ressuyage, directement. Cependant, elle peut permettre de valoriser des données déjà existantes dans des bases de données. Ainsi, il existe de nombreuses données de conductivité hydraulique à saturation, de fonction de rétention en eau ou de conductivité hydraulique (Bastet *et al*, 1998; Al Majou *et al*, 2007; Assouline et Or, 2014). De ce fait, cette alternative semble être la moins coûteuse en temps et argent mais on peut s'interroger sur la pertinence des données dont beaucoup ont été obtenues en laboratoire et sur des sols qui peuvent être très différents. Une analyse des conditions d'obtention de ces données semble être un préalable nécessaire pour leur éventuelle utilisation pour la construction d'une FPT du temps de ressuyage des sols.

Conclusion

Ce travail a marqué une première étape dans la construction d'une fonction de pédotransfert du temps de ressuyage des sols en permettant de mettre en évidence et discuter les méthodes menant à l'estimation du temps de ressuyage. Il s'inscrit dans une optique de préservation de la structure des sols en visant à alimenter des modèles de prévision des jours disponibles et de risques de tassement du sol, via le bilan hydrique « Billy » d'ARVALIS.

Plus précisément ce stage a permis de mettre en relation un certain nombre de méthodes présentes dans la littérature et le modèle « Billy » pour proposer des voies méthodologiques pour l'estimation du temps de ressuyage dont certaines restent encore à évaluer. De plus, ce stage a été l'opportunité de mettre au point et mettre en œuvre une méthode expérimentale de mesure du temps de ressuyage au laboratoire et de la comparer avec une méthode au champ, conduite en amont du stage. Puis, la question de l'analyse des courbes de ressuyage et de la détermination du temps de ressuyage sur celles-ci a pu être traitée pour proposer des méthodes d'analyse dont certaines pourront être réutilisées par la suite. Même si la quantité de données à disposition était trop faible pour la construction d'une fonction de pédotransfert, elles auront permis de mettre en évidence la variabilité des données de ressuyage en lien avec les conditions d'obtention et la variabilité naturelle.

Finalement ce stage aura permis d'apporter une meilleure visibilité dans la façon de quantifier le temps de ressuyage et permettra un choix plus éclairé et rapide des méthodes par les instituts techniques agricoles français dont ARVALIS.

Références :

- Abdelbaki A., Youssef M., M. F Naguib E., E Kiwan M., I El-giddawy E., 2009. Evaluation of Pedotransfer Functions for Predicting Saturated Hydraulic Conductivity for U.S. Soils. In : ASABE (Eds), 22. Reno, Nevada.
- Al Majou H., A B., Duval O., Cousin I., 2007. Comparaison de fonctions de pédotransfert nationales et européennes pour prédire les propriétés de rétention en eau des sols. *Etude et Gestion des Sols*, 14(2), 103-116. insu-00145626
- Assouline S., 2006. Modeling the Relationship between Soil Bulk Density and the Hydraulic Conductivity Function. *Vadose Zone Journal - VADOSE ZONE.J.5*, 697-704. doi: 10.2136/vzj2005.0084
- Assouline S., Or D., 2014. The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. *Water Resources Research*, 50, 4787-4802. doi: 10.1002/2014WR015475
- Assouline S., Tartakovsky D.M., 2001. Unsaturated hydraulic conductivity function based on a soil fragmentation process. *Water Resour. Res.*, 37, 1309-1312. doi: 10.1029/2000WR900332
- Baize D., 2010. Fonction de pédotransfert. *Les Mots de l'agronomie*. Consultable : https://loexplor.istex.fr/mots-agronomie.fr/index.php/Fonction_de_p%C3%A9dotransfert [Consulté le 31 août 2019].
- 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. *Etude et Gestion des Sols*, 5, 1-24. insu-00145626
- Bouma J. et al, 1987. Transfer functions and threshold values: from soil characteristics to land qualities. In : *Proceedings of the international workshop on Quantified land evaluation procedures* 106-110. Washington, USA.
- Bourrier J., Guyon G., 1968. Application de la méthode Vergière à l'étude de l'assainissement. *La Houille Blanche*, 489-496. doi: <https://doi.org/10.1051/lhb/1968033>
- Bruand A., Coquet Y., 2005. Les sols et le cycle de l'eau. *Science du Sol et Environnement*, 345-363. hal-00090203
- Deodhar, 2010. Infiltration. In : *Dorling Kindersley (Eds), Pearson Education India. Elementary Engineering Hydrology*. New Delhi, 98-125.
- Gaudu J. et al, 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure. *Agronomie*, 13, 57-73. doi: 10.1051/agro:19930105
- Gillet J.-P., Trochard R., 1993. Mesures d'humidité du sol par sonde capacitives. *Arvalis, La Jaillière* (44),
- Giot G., 2008. Mode opératoire :prélèvement échantillons WIND, Ksat et Da.
- Gobat J.-M., Aragno M., Matthey W., 2010. Les propriétés du sol. In : *PPUR Presses polytechniques (Eds), Le sol vivant: bases de pédologie, biologie des sols*, Lausanne. 51-84.
- Goupement d'intérêt scientifique sur les sols (France), 2011. *L'état des sols de France: les services rendus par les sols, la diversité des sols de France, l'état des sols de France et son évolution*, 182p.

- Guerif J., 1990. Conséquences de l'état structural du sol sur les propriétés et les comportements physiques et mécaniques. In : Institut National de la Recherche Agronomique, INRA (Eds), La structure du sol et son évolution: conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur ; centenaire de la Station Agronomique de l'Aisne, Les colloques de l'INRA. Paris, INRA Editions. 71-91.
- Hamel J., Robineau B., Trambly C., Ratté K., 2015. Bonnes pratiques en gestion des données environnementales-Notions de base, 31p.
- Hunt A.G., 2015. Physical, hydraulic and conduction properties in porous media using percolation theory. In : IOP Publishing (Eds), Networks on Networks The physics of geobiology and geochemistry, 31-324.
- Ilek A., Kucza J., 2014. A laboratory method to determine the hydraulic conductivity of mountain forest soils using undisturbed soil samples. *Journal of Hydrology*, 519, 1649-1659. doi: 10.1016/j.jhydrol.2014.09.045
- Johnson A.I., 1963. A field method for measurement of infiltration. U.S. G.P.O, 17p.
- Kirkham M.B., 2014. Chapter 10 - Field Capacity, Wilting Point, Available Water, and the Nonlimiting Water Range. In : Academic Press (Eds), Principles of Soil and Plant Water Relations (Second Edition), Boston, 153-170.
- Klute A., Dirksen C., 1986. Hydraulic Conductivity and Diffusivity: Laboratory Methods. *Methods of Soil Analysis: Part 1—Physical and Mineralogical Methods*, sssabookseries, 687-734. doi: 10.2136/sssabookser5.1.2ed.c28
- Laberdesque M. et al, 2017. CHN: practical case of valorization of a dynamic crop model to estimate the number of available days for cultivation works. In EFITA WCCA. Montpellier,.
- Larousse É., 2002. Ressuyage. www.larousse.fr. Consultable : <http://www.larousse.fr/archives/agricole> [Consulté le 30 août 2019].
- Lassabatere L. et al, 2006. Beerkan Estimation of Soil Transfer Parameters through Infiltration Experiments—BEST. *Soil Science Society of America Journal - SSSAJ*, 70. 521-532, doi: 10.2136/sssaj2005.0026
- Ly A., Bouthier A., Cousin I., Estimer la masse volumique apparente des sols à partir de caractéristiques du sol couramment mesurées.4p.
- Mualem Y., 1986. Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils: Prediction and Formulas. *Methods of Soil Analysis: Part 1—Physical and Mineralogical Methods*, sssabookseries, 799-823.
- Muller J.-C., 1996. Trente ans de lysimétrie en France (1960-1990): Une technique, un outil pour l'étude de l'environnement. Quae, INRA éditions, Paris, 400 p.
- Musy A., Soutter M., 1991. Phase liquide. In *Physique du sol*, PPUR presses polytechniques. Lausanne, 27-116
- Nachabe, 1998. Refining the Definition of Field Capacity in the Literature. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 124, 230-232. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9437(1998)124:4(230)
- Otoni M.V., Filho T.B.O., Lopes-Assad M.L.R.C., Filho O.C.R., 2019. Pedotransfer functions for saturated hydraulic conductivity using a database with temperate and tropical climate soils. *Journal of Hydrology*.25p, doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.05.050
- Reboul C., 1964. Temps de travaux et jours disponibles en agriculture. *Économie rurale*, 61, 55-80. doi: 10.3406/ecoru.1964.1857

- Romano N., Santini A., 2002. Water retention and storage: Field. In : J.H. Dane (Eds), *Methods of Soil Analysis*, 721-738. SSSA Book Series.
- Roose E., Henry des Tureaux P., 1970. Deux méthodes de mesure du drainage vertical dans un sol en place. *Agronomie Tropicale*, 25, 1079-1087.
- R-project, loess function | R Documentation. R-Documentation. Consultable : <https://www.rdocumentation.org/packages/stats/versions/3.6.1/topics/loess> [Consulté le 1 septembre 2019].
- R-Project, nls function | R Documentation. R-Documentation. Consultable : <https://www.rdocumentation.org/packages/stats/versions/3.6.1/topics/nls> [Consulté le 1 septembre 2019].
- Schjønning P., Lamandé M., Tøgersen F., Arvidsson J., Keller T., 2008. Modelling effects of tyre inflation pressure on the stress distribution near the soil–tyre interface. *Biosystems Engineering*, 99, 119-133, doi: 10.1016/j.biosystemseng.2007.08.005
- Schjønning, P., Lamandé, M., Lassen, P. 2019. An introduction to Terranimo® (www.terranimo.dk). Unpublished note, Aarhus University, Dept. Agroecology, 13p
- Schmugge T.J., Jackson T.J., McKim H.L., 1980. Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research*, 16, 961-979, doi: 10.1029/WR016i006p00961
- Soltner D., 2003. *Les bases de la production végétale. Tome I : le sol et son amélioration*. Publi-Graphic, Angers, 472 p.
- Sun, Yang, 2013. Modified Numerical Approach to Estimate Field Capacity. *Journal of Hydrologic Engineering*, 18, 431-438. doi: 10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000662
- Talineau J.-C., 1969. Remarques sur quelques méthodes de détermination de la vitesse de filtration de l'eau dans un sol. *Agronomie Tropicale*, 24, 1169-1176.
- Tobias C., 1968. Mesure au laboratoire de la perméabilité d'échantillons de sol non remaniés. *Cahiers ORSTOM.Série Pédologie*, 6, 251-254.
- Twarakavi N.K.C., Sakai M., Šimůnek J., 2009. An objective analysis of the dynamic nature of field capacity. *Water Resources Research*.16p, doi: 10.1029/2009WR007944
- Université catholique de Louvain, 2017a. Infiltromètre à double anneau : théorie. Louvain, Consultable : <https://www.youtube.com/watch?v=UEHX3-yTD-Y> [Consulté le 30 août 2019].
- Université catholique de Louvain, 2017b. Perméamètre à charge constante. Université catholique de Louvain, Louvain, Consultable : <https://www.youtube.com/watch?v=ymspRUI51po> [Consulté le 22 mai 2019].
- Université Laval, Conductivité hydraulique. Consultable : http://www.grr.ulaval.ca/gae_3001/Documents/Notes_2014/CH_06_08.pdf.
- Van Genuchten M., 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils1. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898. doi: 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x
- Veihmeyer F.J., Hendrickson A.H., 1931. The Moisture Equivalent as a Measure of the Field Capacity of Soils. *Soil Science*, 32, 181.
- Youngs E.G., Aggelides S., 1976. Drainage to a water table analysed by the Green-Ampt approach. *Journal of Hydrology*, 31, 67-79. doi : 10.1016/0022-1694(76)90021-4

Table des annexes :

Annexe 1 : Protocole de prélèvement d'échantillons de sol non remaniés au champ et acquisition de courbes de ressuyage au laboratoire

Annexe 2 : courbes de ressuyage obtenues au laboratoire associées à leur courbe ajustée selon la méthode « NLS » (première ligne de chaque tableau) ou « LOESS » (deuxième ligne de chaque tableau).

Annexe 3 : nuages de points du temps de ressuyage obtenus selon les méthodes « NLS » (tableau 1), « LOESS » (tableau 2) et « à la main » (tableau 3), en fonction des caractéristiques de sol « réels » (à gauche) ou « fictifs » (à droite)

Annexe 4 : nuages de points du coefficient de percolation en fonction du temps par cylindre de prélèvement

Annexe 1 : protocole de prélèvement d'échantillons de sol non remaniés au champ et acquisition de courbes de ressuyage au laboratoire

Protocole de prélèvement d'échantillons de sol non remaniés au champ et acquisition de courbes de ressuyage au laboratoire

Echantillons

Cylindres en métal de diamètre 15cm et de hauteur 10cm

Extraction des échantillons

Matériel

- Pioche pour creuser
- Pelle bêche
- Cylindres en acier + support intermédiaire + marteau
- Gros couteau
- Caisses pour transporter les échantillons -> papier film pour boucher les extrémités+ papier journal pour les caler

Procédure

- Enfoncer le cylindre dans le sol en posant d'abord le support intermédiaire sur le cylindre avant de taper avec le marteau pour éviter de déformer le cylindre
- Creuser autour et en dessous pour extraire le cylindre
- Nettoyer autour du cylindre avec le couteau. Attention à ne pas lisser la terre en enlevant les excès de terre aux extrémités des cylindres
- Filmer le cylindre pour protéger l'échantillon et le placer dans une caisse

Remarque : pour un prélèvement optimal, le sol ne doit pas être trop humide pour éviter l'effondrement de la terre et pas trop sec pour enfoncer le cylindre facilement.

Echantillonnage

- Prélever 3 cylindres par site (= type de sol)

Saturation et acquisition des courbes de ressuyage

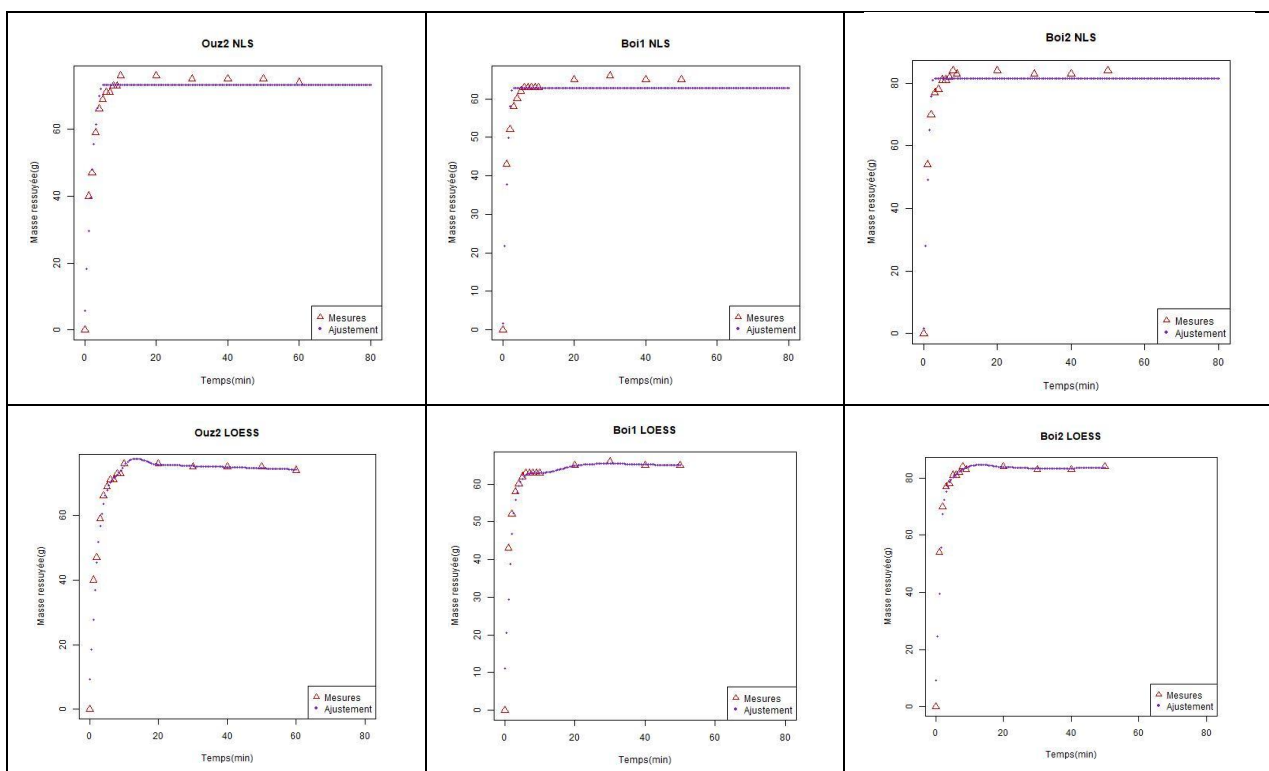
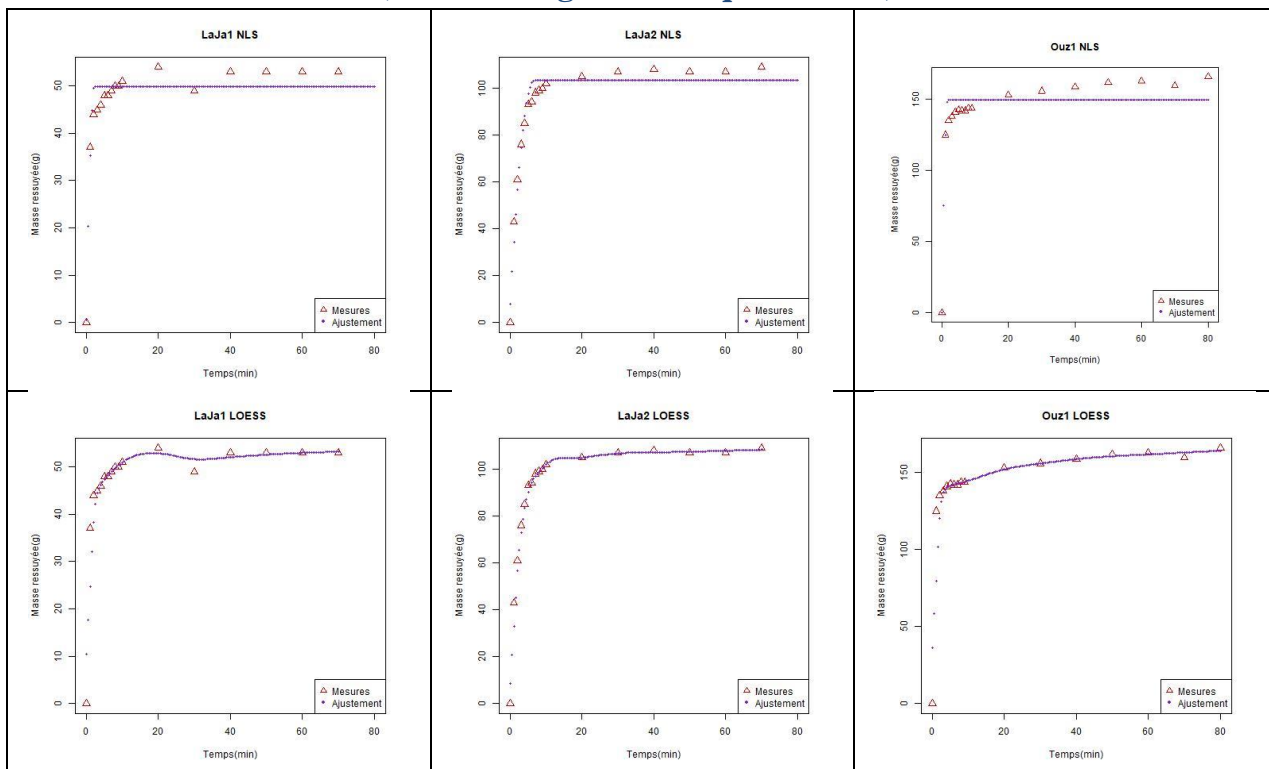
Matériel

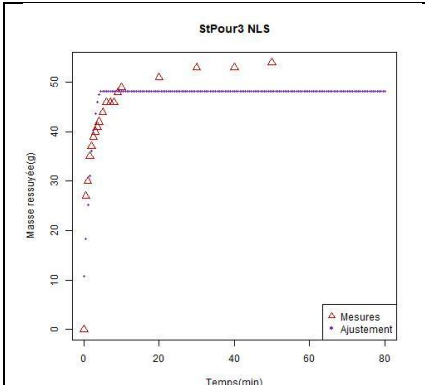
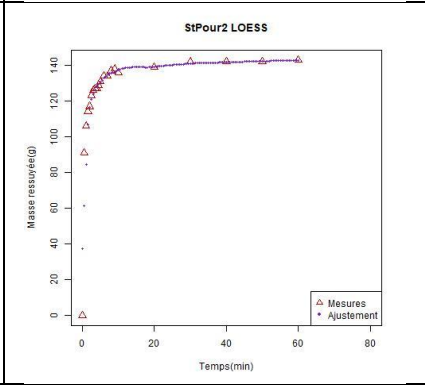
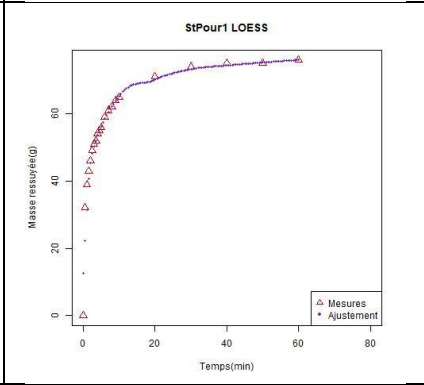
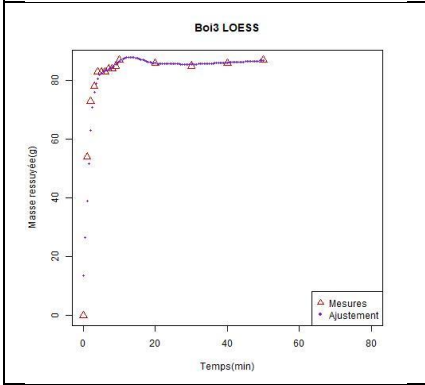
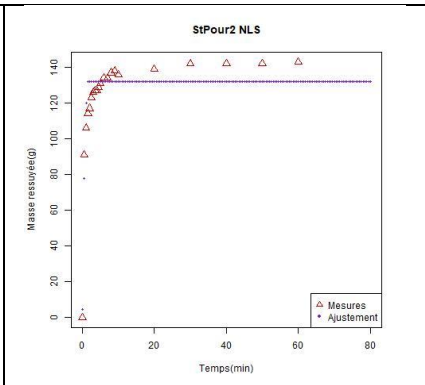
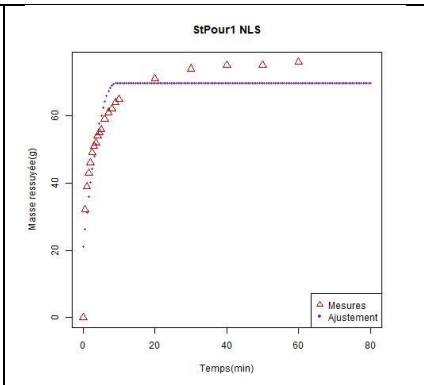
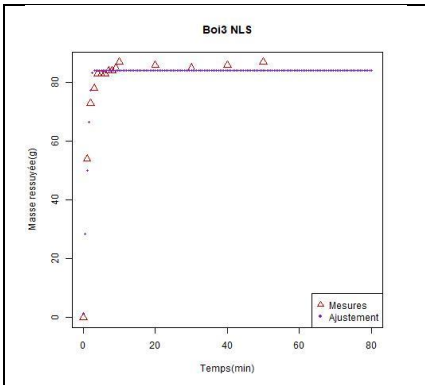
- Bac en plastique
- Balance (+/-g)
- Grille en métal (taille des trous moyenne : pas de perte d'échantillon + bon passage de l'eau).
- Support pour la grille
- Bécher + entonnoir (limiter évaporation de l'eau dans le bécher)

Procédure

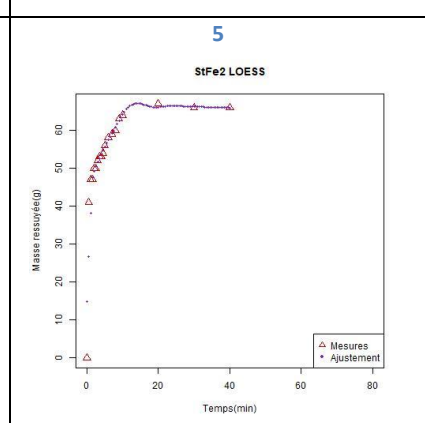
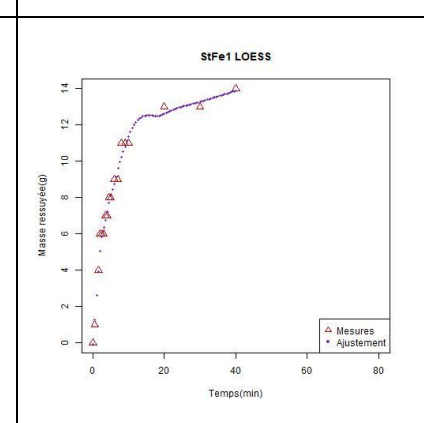
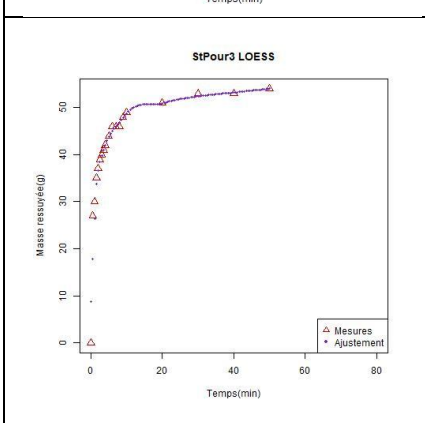
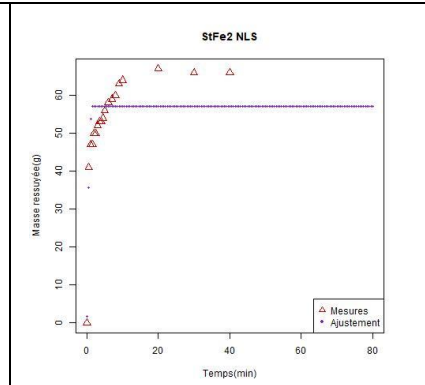
- Placer les cylindres sur un support dans un bac rempli d'eau de façon à ce que les cylindres ne soient pas totalement immergés (saturation par le bas pour bien chasser l'air). Laisser pendant une nuit.
- Finir de saturer par le haut en immergeant totalement les cylindres pendant deux heures
- Déplacer les échantillons saturés sur la grille, juste au-dessus du bécher posé sur la balance
- Laisser ressuyer en relevant la masse toutes les minutes pendant les dix premières minutes, puis toutes les dix minutes ensuite
- Ne pas tarer et peser l'ensemble bécher + eau ressuyée quitte à enlever la masse du bécher pour avoir la masse de l'eau ressuyée seule, au cas où la balance s'éteigne

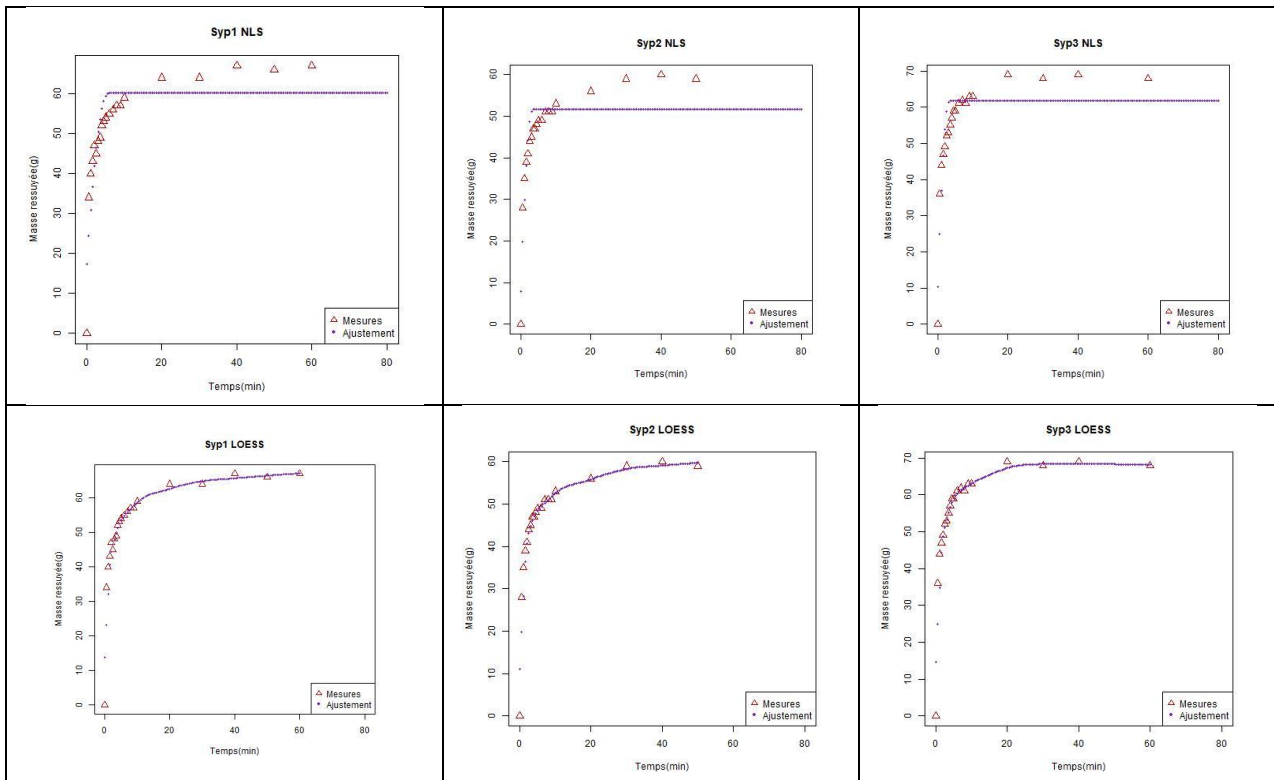
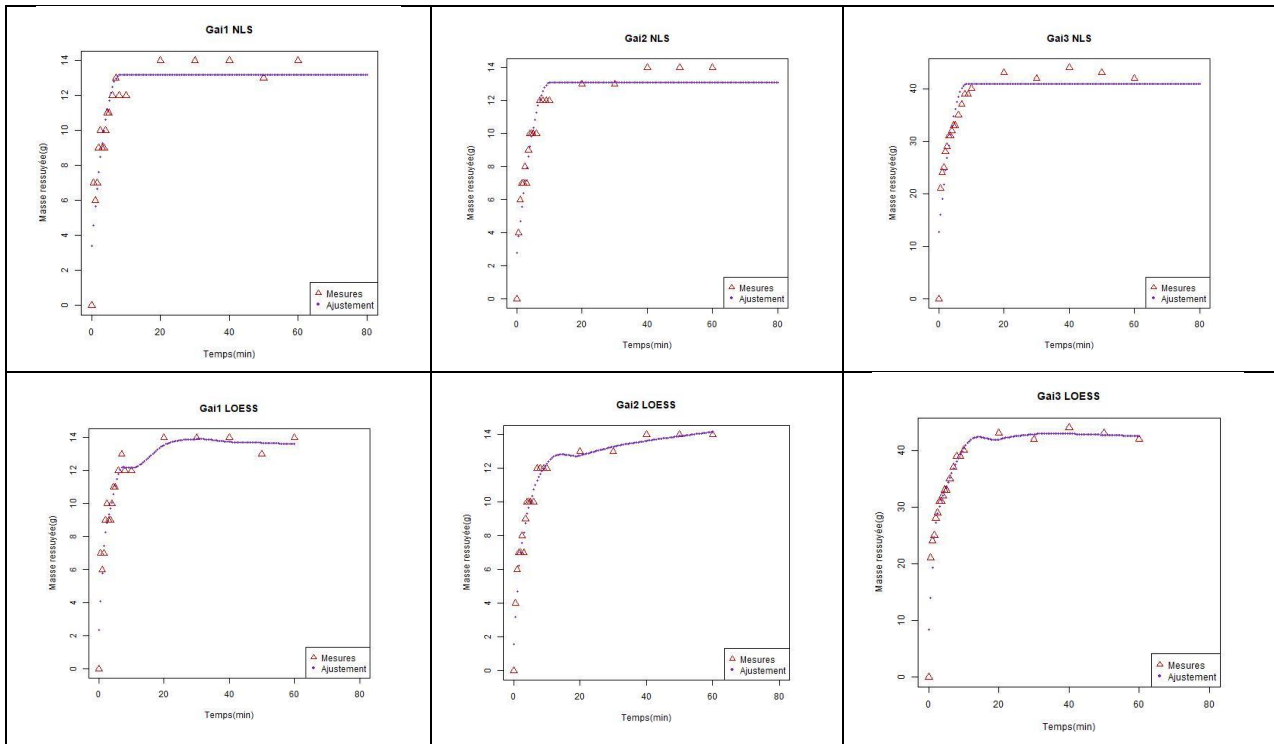
Annexe 2 : courbes de ressuage obtenues au laboratoire associées à leur courbe ajustée selon la méthode « NLS » (première ligne de chaque tableau) ou « LOESS » (deuxième ligne de chaque tableau).

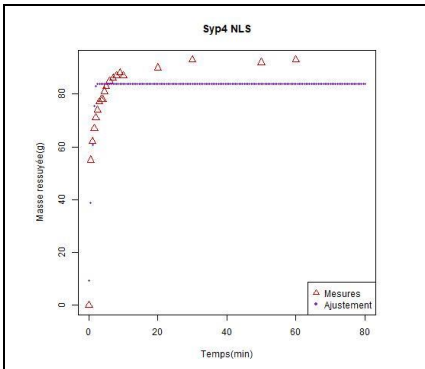




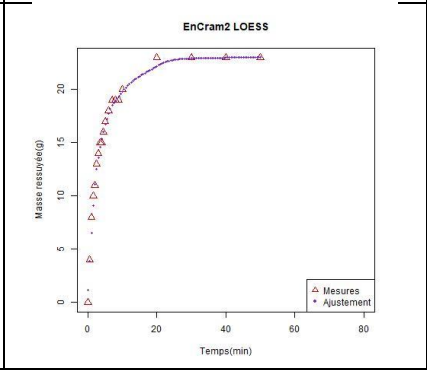
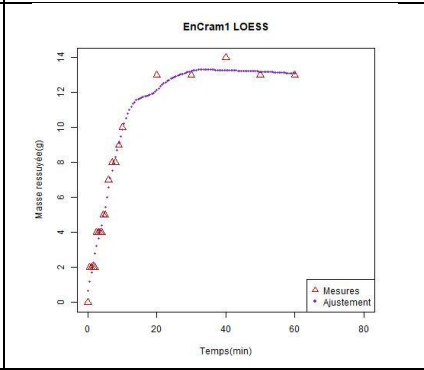
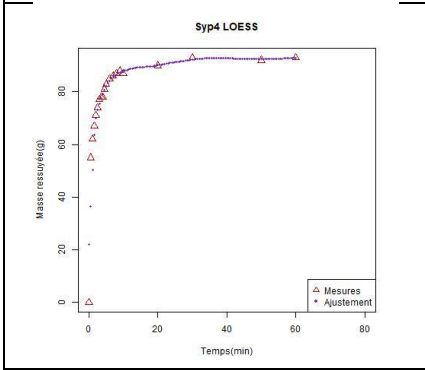
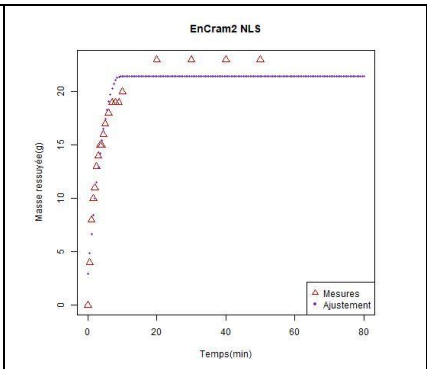
Absence d'ajustement



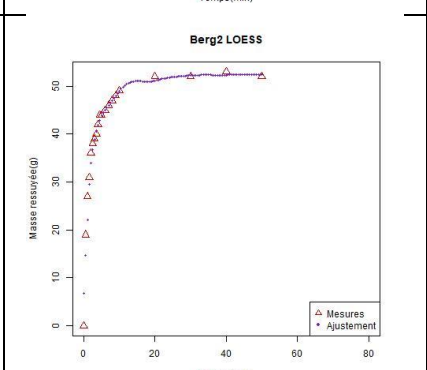
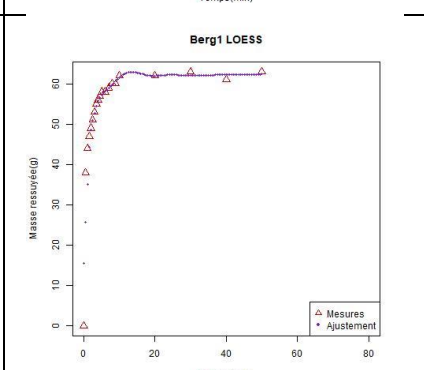
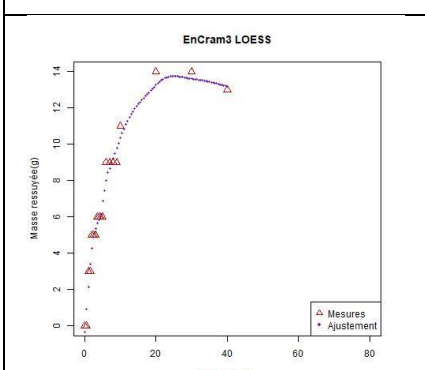
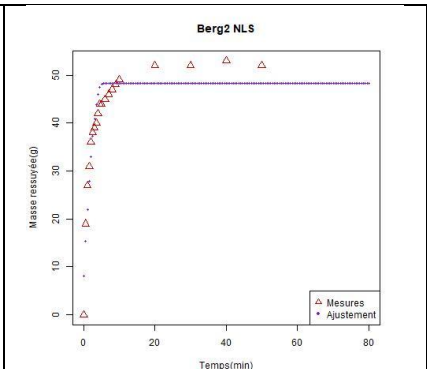
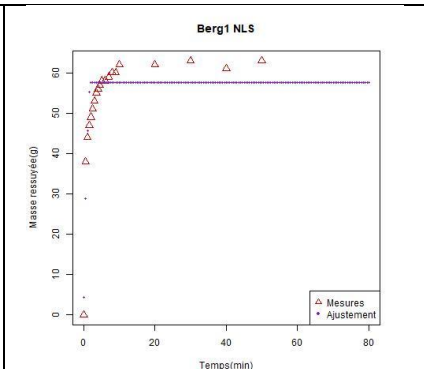


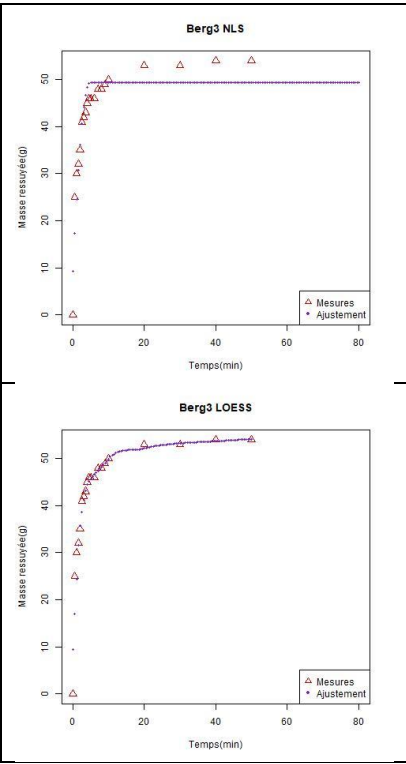


Absence d'ajustement



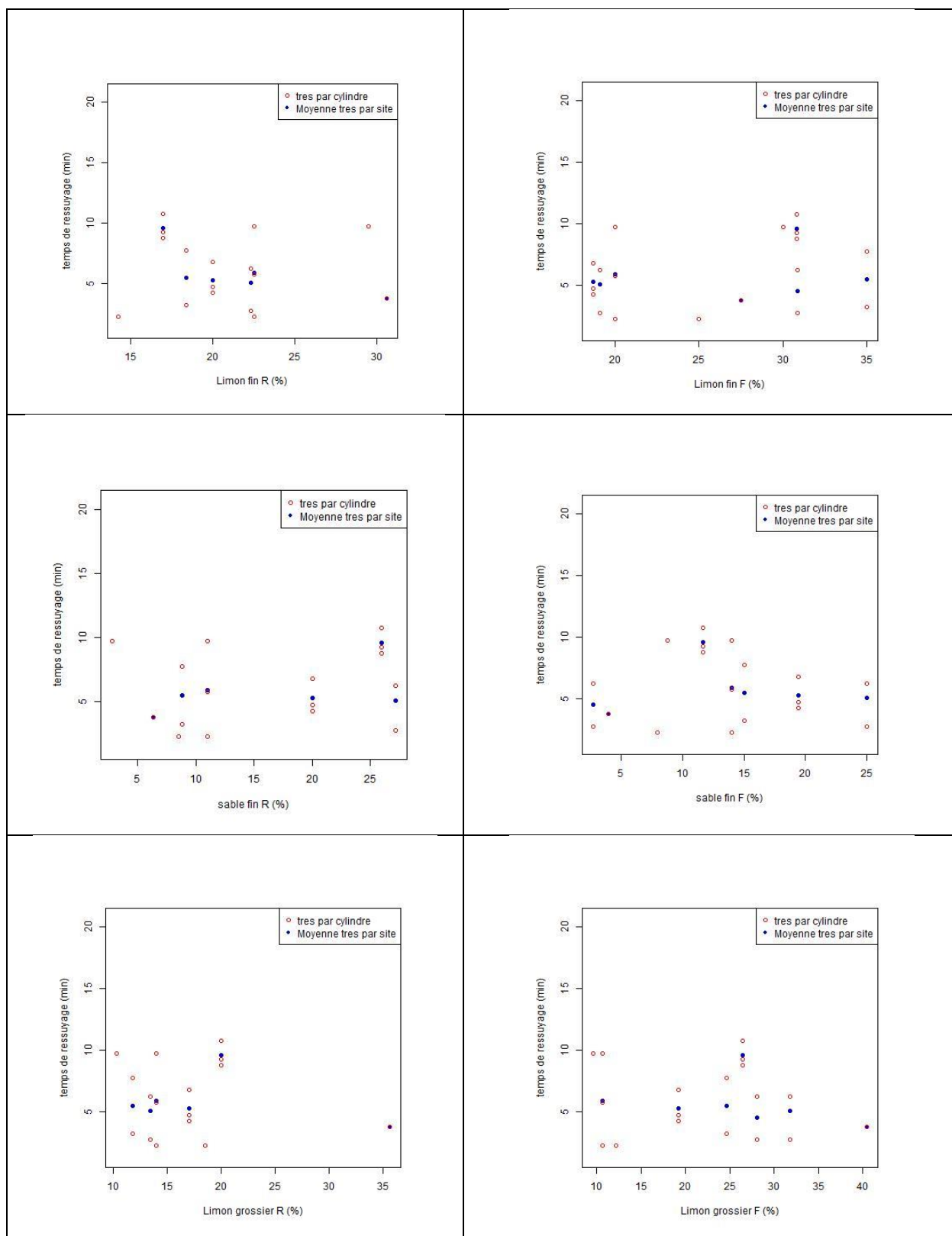
Absence d'ajustement





Annexe 3 : nuages de points du temps de ressuyage obtenus selon les méthodes « NLS » (tableau 1), « LOESS » (tableau 2) et « à la main » (tableau 3), en fonction des caractéristiques de sol « réels » (à gauche) ou « fictifs » (à droite)

Tableau 1 : « NLS »



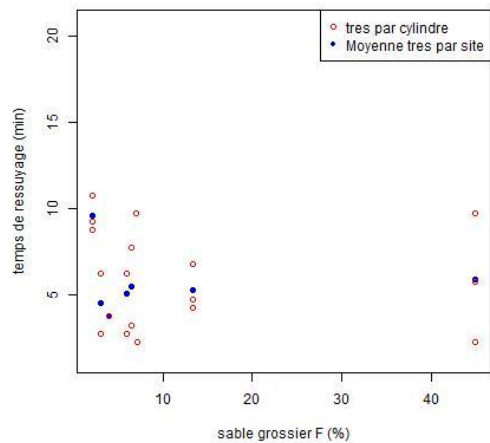
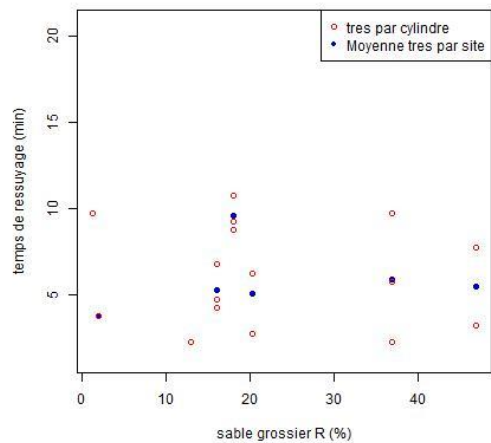
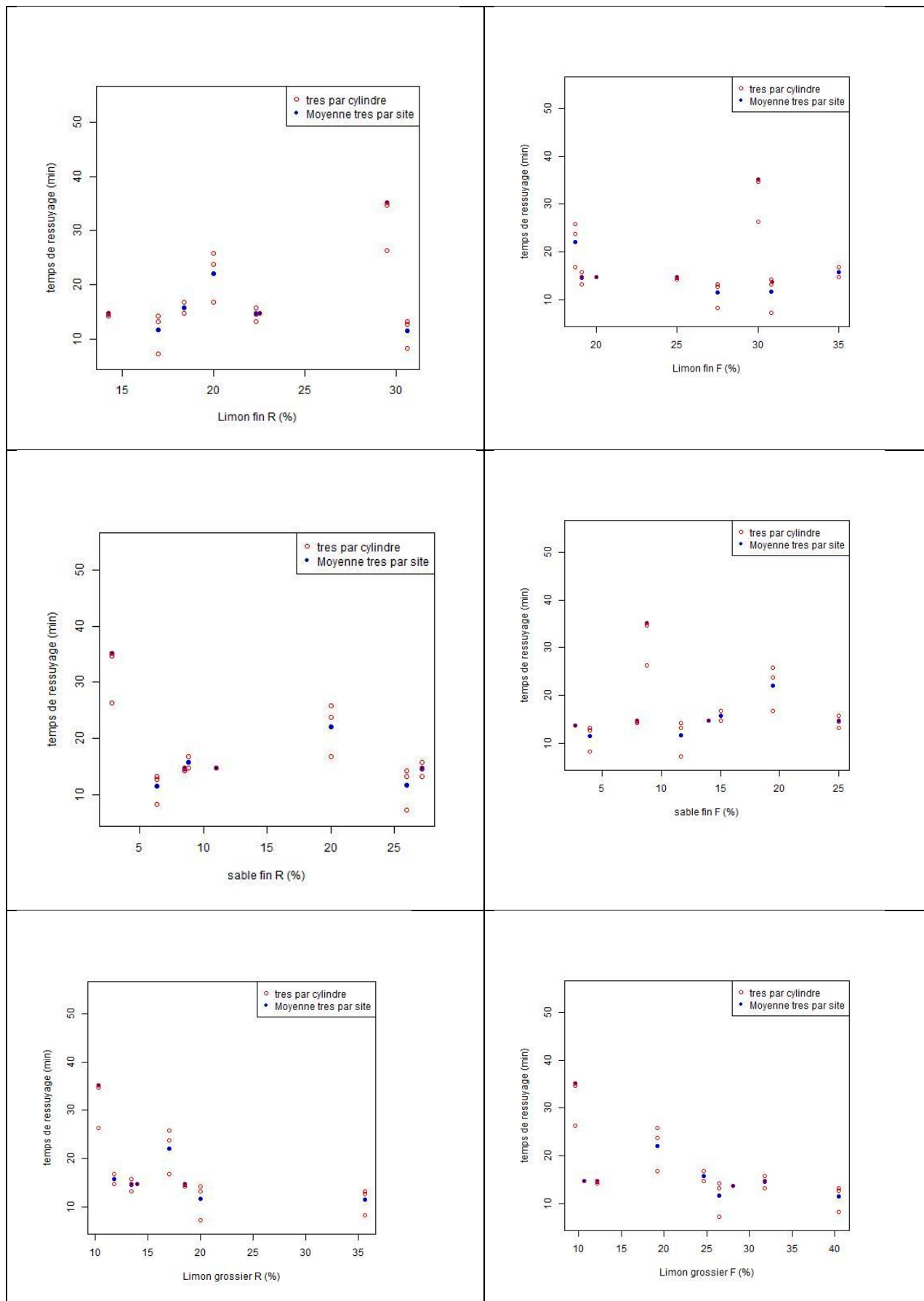


Tableau 2 : « LOESS »



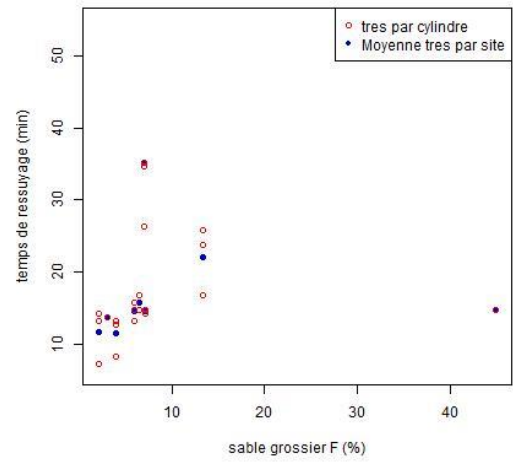
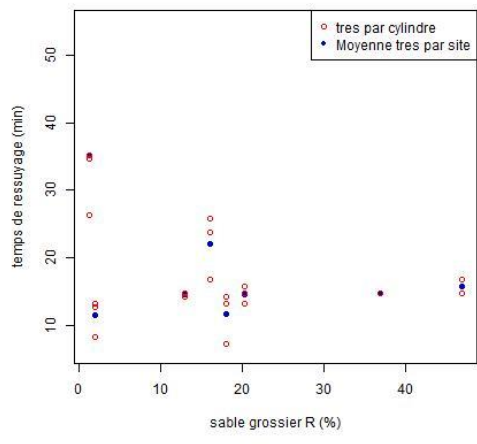
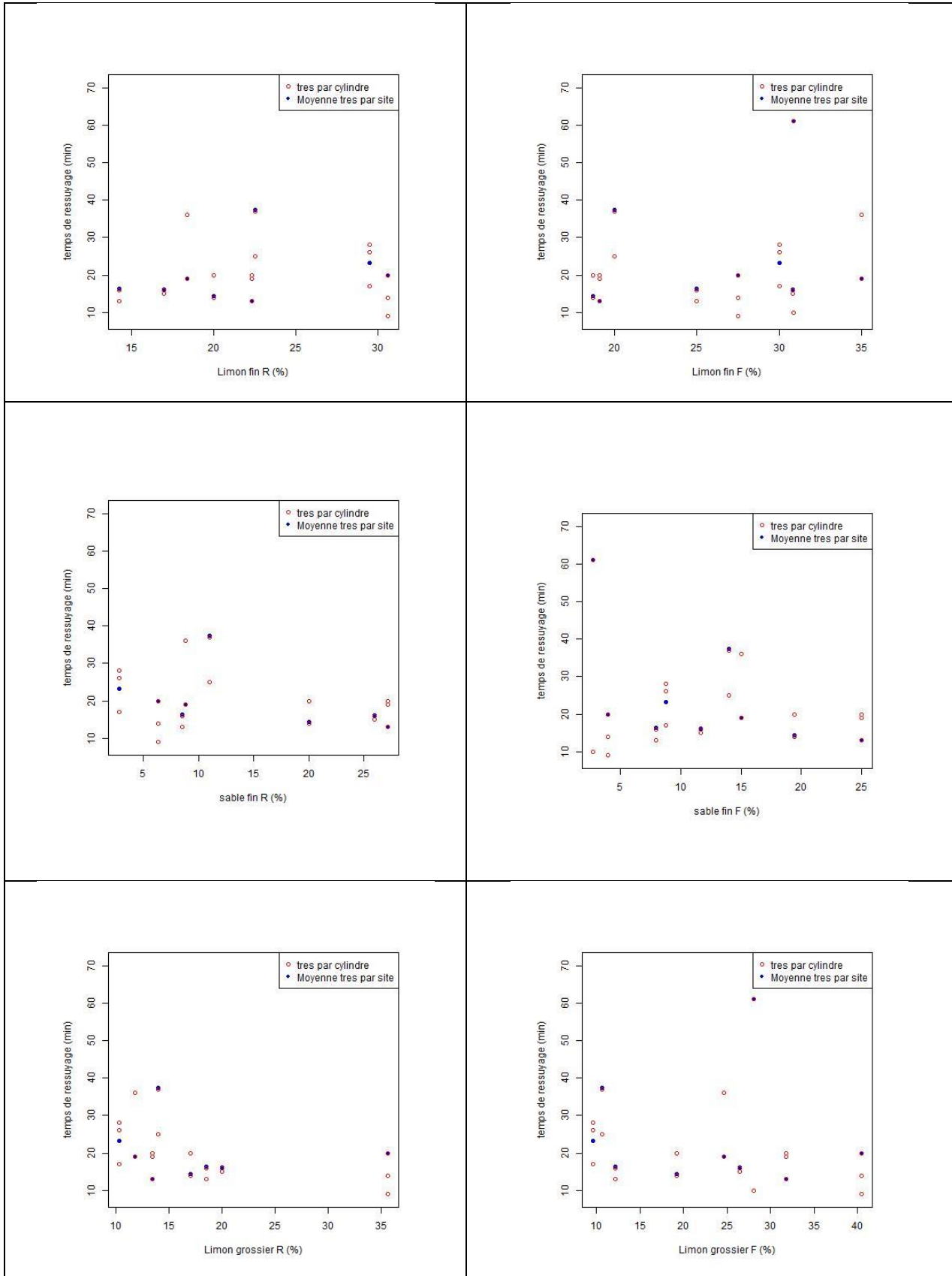
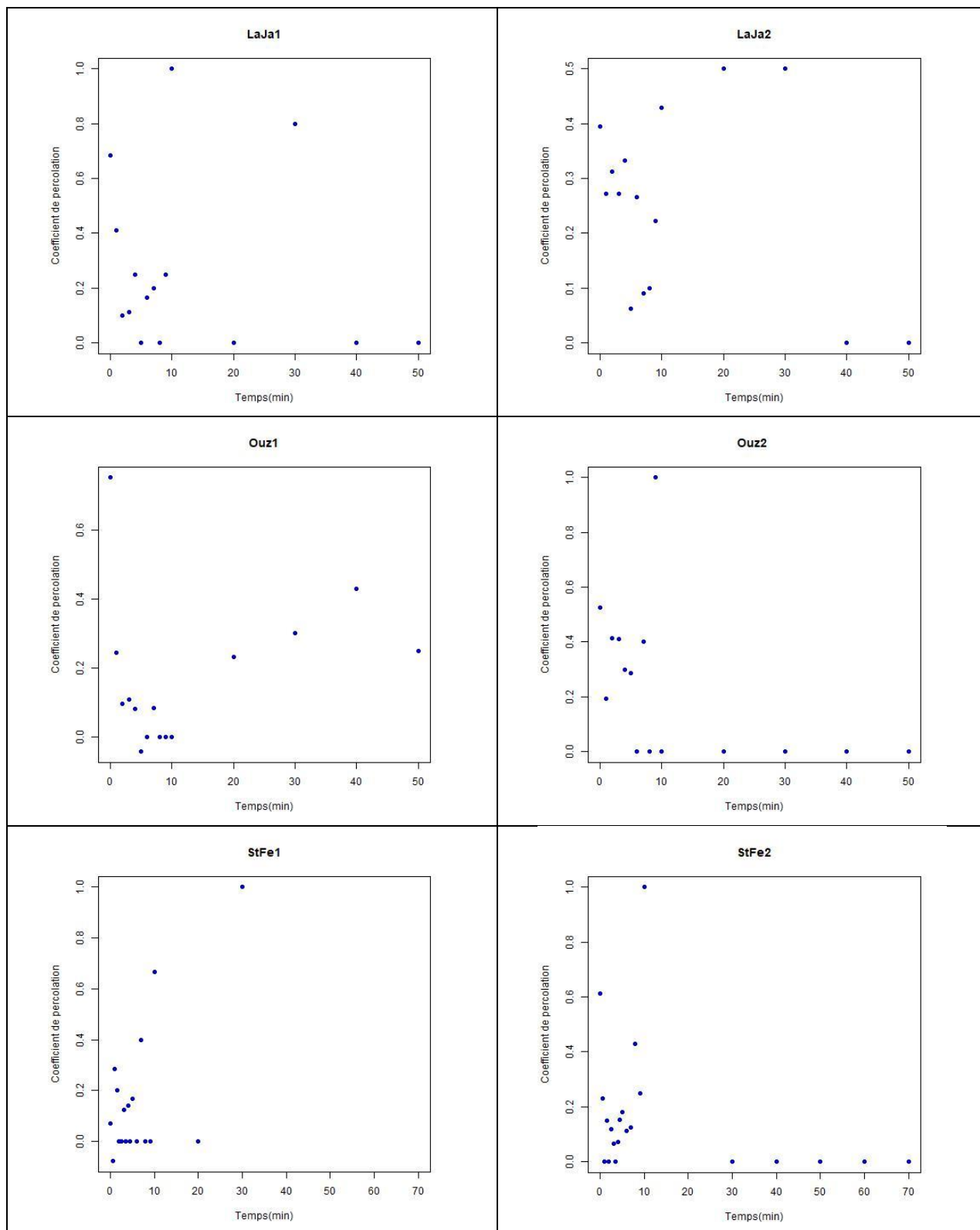
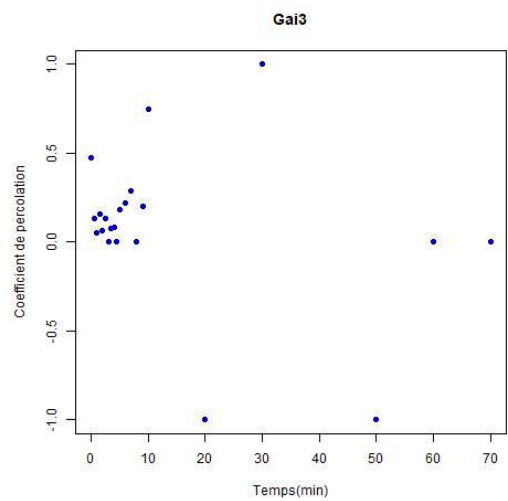
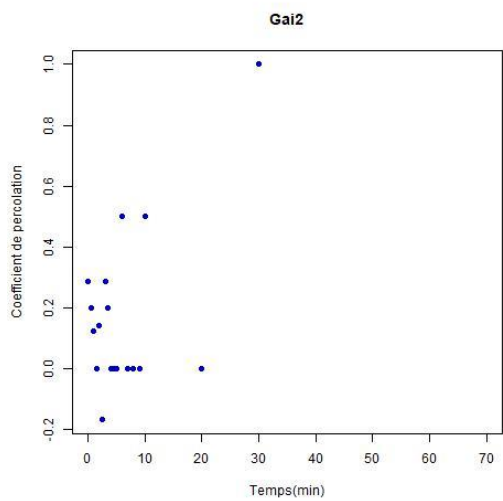
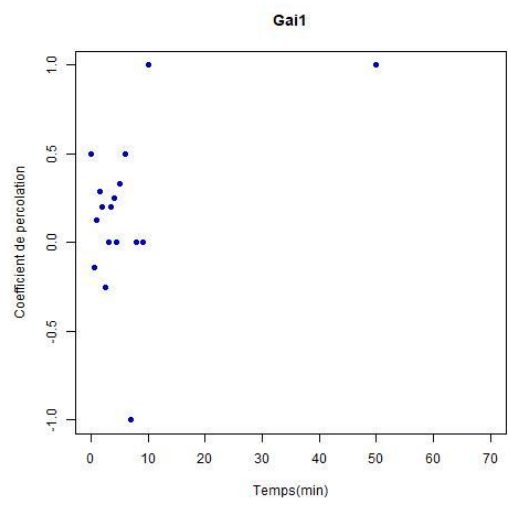
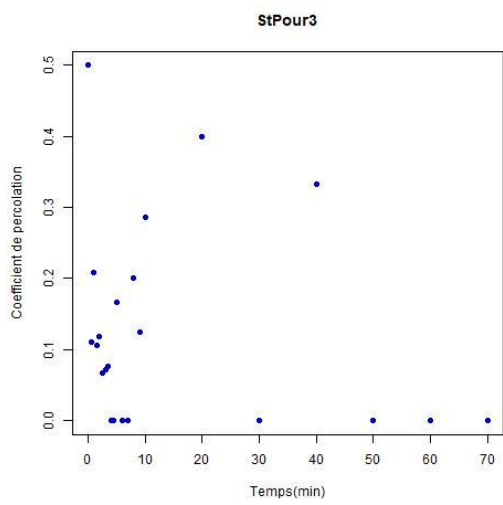
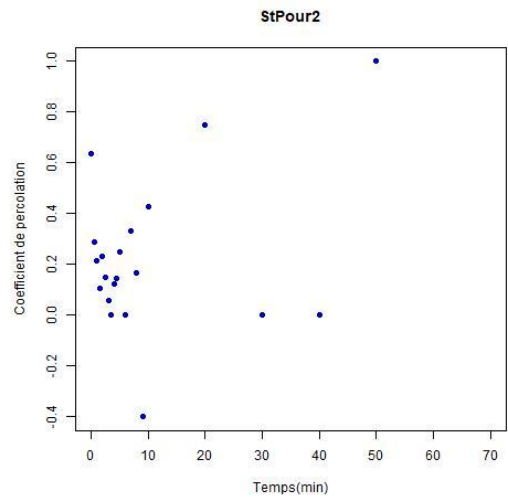
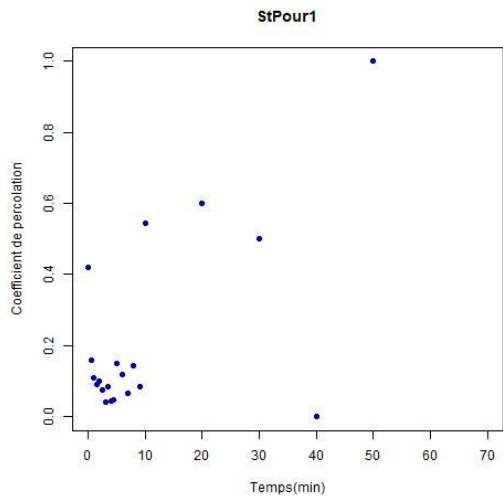


Tableau 3 : « à la main »

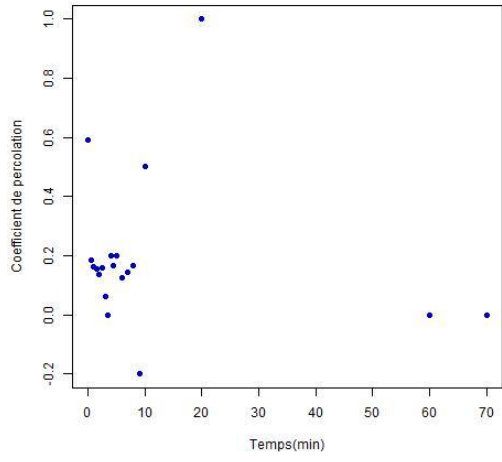


Annexe 4 : nuages de points du coefficient de percolation en fonction du temps par cylindre de prélèvement

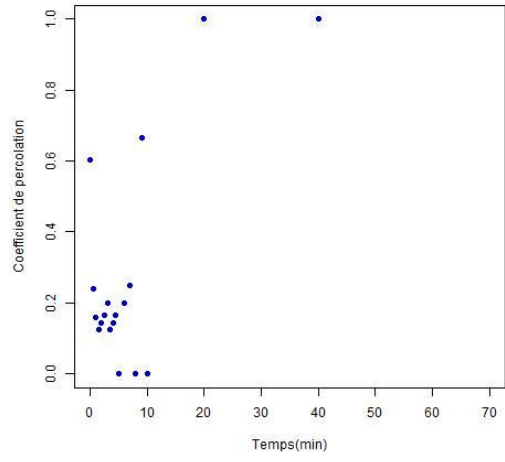




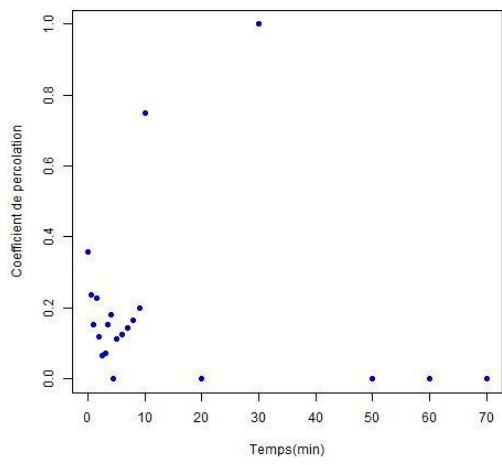
EnCram3



Berg1



Berg2



BLANC, Romain, 2019, Une première étape dans la construction d'une fonction de pédotransfert (FPT) du temps de ressuyage des sols : approche méthodologique pour l'acquisition et l'analyse de courbes de ressuyage, 36 pages, mémoire de fin d'études, VetAgro Sup campus agronomique de Clermont-Ferrand – LEMPDES, 2019

STRUCTURE D'ACCUEIL ET INSTITUTIONS ASSOCIEES :

- ARVALIS Institut du Végétal
- GIS Grandes Cultures à Haute Performance économique et environnementale (GCHP2E)

ENCADRANTS :

- Maîtres de stage : Pascale Métais et Thibaud Deschamps (ARVALIS Institut du Végétal)
- Tuteur pédagogique : Benjamin Nowak

OPTION : Concevoir et accompagner l'innov'action en agriculture (CALICE)

Résumé : ce travail s'inscrit dans l'objectif de construire une fonction de pédotransfert du temps de ressuyage des sols pour les instituts techniques agricoles français en lien avec la problématique de tassement des sols. L'objectif de ce travail est de mettre en évidence et discuter les méthodes permettant l'estimation du temps de ressuyage des sols. La démarche a consisté à mettre en relation les méthodes présentes dans la littérature et un modèle de bilan hydrique. De plus, une méthode expérimentale au laboratoire d'acquisition de courbes de ressuyage a été mise au point et réalisée. Une méthode dans des conditions au champ a été conduite en amont du stage. Les conditions de réussites de ces méthodes ont été discutées. Puis les courbes de ressuyage de la méthode laboratoire ont été analysées selon trois méthodes pour déterminer le temps de ressuyage et les résultats, mis en lien avec certaines caractéristiques de sol. Les résultats montrent qu'une diversité d'approches est possible pour l'estimation du temps de ressuyage. La méthode laboratoire ne permet pas de caractériser une situation au champ à l'inverse de la méthode au champ qui est cependant dépendante des conditions climatiques et coûteuse. Une des méthodes d'analyse de courbe permet une bonne précision mais une mauvaise exactitude du temps de ressuyage à la différence des deux autres. Pour finir, les résultats de temps de ressuyage montrent qu'un nombre de points de mesure important est nécessaire pour mettre en évidence une relation entre le temps de ressuyage et certaines caractéristiques de sol.

Mots clés : tassement des sols, ressuyage, courbes de ressuyage, temps de ressuyage modélisation, fonctions de pédotransfert

Abstract : this work is part of the objective of establishing a drainage time pedotransfer function for French agricultural technical institutes in relation to the soil compaction issue. The objective of the study is to highlight and discuss methods for estimating soil drainage time. The approach consisted in linking the methods present in the literature and a water balance model. Meanwhile, an experimental lab method for the acquisition of drainage curves was developed and carried out. A method under field conditions was conducted prior to the internship. The conditions for the success of these methods were discussed. Then the lab method drainage curves were analyzed using three methods to determine the drainage time and results were linked to certain soil characteristics. The results show that a variety of approaches are possible for estimating drainage time. The lab method does not allow to characterize field drainage conditions unlike the field method, but the latter depends on climatic conditions and is costly. One of drainage curves analysis method allows a good accuracy but a bad accuracy of drainage time unlike the two others. Finally, drainage time results show that a large number of measurement points are necessary to highlight a relationship between drainage time and soil characteristics.

Keywords : soil compaction, drainage, drainage curves, drainage time, modeling, pedotransfert functions.