Université Pierre et Marie Curie, École des Mines de Paris
& École Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts

Master 2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie

Parcours Hydrologie-Hydrogéologie

Analyse comparée des processus d'infiltration et des caractéristiques hydriques des sols du bassin versant de la Vène

Auteur : Renaud ALRIC

Directeurs de recherche : Jean-Louis PERRIN

Marie-George TOURNOUD

HydroSciences Montpellier

Février – Septembre 2006

RESUME

Sur un bassin versant en partie agricole soumis à un climat méditerranéen, plusieurs parcelles ont été précédemment étudiées et leurs sols caractérisés en termes de densité apparente, porosité, granulométrie, matière organique. Sur ces parcelles, des sites de suivi de l'état hydrique des sols (par sonde TDR) ont été installés afin de réaliser des suivis de profils hydriques. En parallèle, le contenu des sols en azote et en phosphore a été déterminé dans certains sites. Les premières données ont montré l'importance de la porosité de ces sols, dont le ressuyage est lent, et leur aptitude à retenir le phosphore (essentiellement sous une forme liée au calcium). L'étude préalable des hydrogrammes a montré clairement l'importance de la contribution de ces sols à l'alimentation du réseau hydrographique via un écoulement hypodermique lent durant la période de hautes et moyennes eaux. Le travail effectué, consiste à évaluer leur contribution au ruissellement de surface lors des événements pluvieux et leur contribution en termes de qualité des eaux de la rivière.

L'étude des phénomènes de transferts hydriques et de solutés dans le sol, nécessite la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de ces derniers. On recherche ainsi les deux relations qui relient conductivité hydraulique K et teneur en eau Θ à la pression effective de l'eau du sol h. Plusieurs techniques expérimentales permettent de les déterminer. Leurs mesures in situ présentent des difficultés liées à plusieurs causes, principalement la variabilité spatiale touchant les paramètres d'échelle, comme la conductivité hydraulique à saturation K_s, l'hétérogénéité du sol, et certaines erreurs relatives à la nature des expériences menées sur le terrain. Cette étape est néanmoins essentielle.

Les moyens mis en place ont pour but de mesurer plusieurs paramètres hydriques du sol : conductivité hydraulique, humidité en fonction de la profondeur, potentiel hydrique et composition chimique de l'eau du sol.

- Nous avons utilisé pour les mesures de la conductivité hydraulique un infiltromètre à membrane. Les cinq sites dont la conductivité a été étudiée possèdent des caractéristiques différentes au moment des mesures selon que le labour date de moins d'une semaine, de sept semaines, d'un an ou que la vigne n'a jamais été labourée.
- La mesure TDR est utilisée pour établir un profil d'humidité du sol ainsi que sa variation en fonction du temps. Parallèlement, nous avons pu mesurer les variations du potentiel hydrique du sol à 4 profondeurs caractéristiques (25, 50, 75 et 100cm) grâce à des tensiomètres dont sont équipés deux sites.
- Par ailleurs les tensiomètres permettent également d'effectuer des prélèvements de la solution du sol aux profondeurs auxquelles se trouvent les céramiques poreuses (25, 50, 75 et 100 cm de profondeurs). Les échantillons collectés ont été analysés en terme d'azote et de phosphore présent dans la solution du sol pour les formes : ammonium NH_4^+, nitrates (NO_3-NO_2) et orthophosphates. Les quantités prélevées étant trop faibles pour mesurer l'azote total. D'autre part, des échantillons ont été analysés par spectromètre de masse (ICP-MS) pour obtenir les concentrations en éléments traces (B, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Mo, Cd, Pb, U) dans le but de comprendre le comportement de l'eau du sol.

Sommaire

INTRODUCTION 4

I. PRESENTATION DU BASSIN DE LA VENE 6

1. DESCRIPTION GENERALE DU BASSIN 6
2. PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DU BASSIN VERSANT 7
3. SITES D'ETUDE 10

II. METHODES IN SITU 12

1. INFILTROMETRE A DISQUE 12
2. TDR 15
3. TENSIOMETRE « TENSIONIC » 16

III. RESULTATS EXPERIMENTAUX 18

1. INFILTROMETRIE 18
2. HUMIDITE 21
3. ETUDE TENSIOMETRIQUE 24

IV. RELATIONS K(H) ET Θ(H) 26

1. FORMULES DE VAN GENUCHTEN ET DE BROOKS & COREY 26
2. RESULTATS 27
3. COMPARAISONS 31

V. SOLUTION DU SOL 34

1. PROTOCOLE 34
2. RESULTATS 34
3. ICP MS 35

CONCLUSION 38

BIBLIOGRAPHIE 40

ANNEXES 42

ANNEXE 1 : VALEURS DE LA CONDUCTIVITE HYDRAULIQUE EN FONCTION DE LA SUCCION 42
ANNEXE 2 : VALEURS D'HUMIDITE MESURE PAR TDR (%) 44

Introduction

La génération des crues et les processus de transport de pollution qui y sont associés sont encore mal décrits dans le contexte des bassins versants à régime temporaire, que l'on rencontre en particulier en climat méditerranéen. Ces crues sont pourtant la cause majeure de la pollution des milieux situés à l'aval de ces bassins. Les modèles hydrologie – qualité des eaux actuellement développés dans des contextes climatiques tempérés sont incapables de reproduire correctement les processus qui interviennent lors des événements pluvieux intenses, qui conduisent à un lessivage des versants asséchés et à la remise en eau du réseau hydrographique.

Le climat méditerranéen se caractérise par une période estivale sèche et deux périodes humides, au printemps et à l'automne. En milieu forestier d'altitude, la reprise des pluies à l'automne est une phase clé dans le cycle hydrochimique des bassins versants (Piñol et al., 1992 ; Durand et al., 1993). Lors de cette période les eaux préexistantes dans les horizons superficiels des sols constituent généralement la principale composante de la crue (Marc et al., 1996). Au niveau des plaines cultivées, au contraire, l'écoulement de crue est majoritairement composé d'eau nouvelle (Ribolzi et Moussa, 1997) dont la part dépasse 60% de l'écoulement global. La surface des sols viticoles étant peu perméable à l'automne, cette contribution est liée au ruissellement de surface. La recharge des nappes lors de la reprise des précipitations d'automne conduit a un changement de régime du cours d'eau : d'infiltrant en période sèche, il devient drainant en période humide. Parallèlement, la saturation progressive des sols s'accompagne d'une augmentation du coefficient de ruissellement du bassin versant.

L'intensité des précipitations, ainsi que la dégradation du sol qu'elle génère en milieu méditerranéen, a donc tendance à favoriser le ruissellement plutôt que l'infiltration. Les conséquences sont multiples : inondations (Nîmes en 1988, Vaison-la-Romaine en 1992 (Wainwright, 1996) ou Puysserguier en 1996), diminution de la quantité d'eau disponible dans le sol qui affecte la production agricole ou encore transfert de produits phytosanitaires des champs vers la rivière par ruissellement de surface. Ce constat nous amène à considérer l'importance des connaissances en terme d'infiltration sur les bassins versants de type méditerranéen.

La capacité d'infiltration du sol est influencée par de nombreux facteurs comme la densité du couvert végétal (Dunne et Dietrich, 1980), la présence d'une croûtes de battance (Bradford et al., 1987 ; Valentin et Bresson, 1992) ainsi que l'ampleur de la macroporosité résultant de l'activité biologique (Wilson et Luxmoore, 1988 ; Dunne et al. 1991). Dans une moindre mesure il faut citer l'impact de la rugosité, la pente (Poesen, 1984), la porosité du sol et la proportion de vides structuraux (Boiffin et al. 1988 ; Mwendera et Feyen, 1994). Il est cependant imprudent d'estimer les caractéristiques d'infiltration d'un sol en se basant uniquement sur l'observation. Il est donc nécessaire de mener des expérimentations in situ afin de connaître la nature du sol et en particulier la vitesse d'infiltration de l'eau. Un infiltromètre à double anneau ou à membrane est généralement utilisé pour obtenir une vitesse d'infiltration (Angulo-Jaramillo et Vandervaere, 1999).

Pour ce mémoire l'étude a été menée sur le bassin versant de La Vène, principale rivière tributaire de l'étang de Thau. Nous allons caractériser le fonctionnement hydrique des sols agricoles, qui représentent le tiers du bassin versant, pour mieux comprendre les processus de ruissellement et d'infiltration et leur importance dans la genèse des crues de reprise d'étiage lors des fortes précipitations automnales. Cette caractérisation passe donc par l'étude de la conductivité hydraulique des horizons de surface et de sa variabilité spatiale et temporelle. Elle passe aussi par un suivi régulier de l'humidité du premier mètre de sol (susceptible de stocker d'importantes quantités d'eau en début l'événement pluvieux) pour

définir le plus précisément possible les conditions initiales du bassin lors des premières pluies automnales.

Dans ce contexte notre rapport s'articulera autour de quatre points essentiels :

- Une revue des principales méthodes in situ utilisées (Infiltromètre a disque, TDR, Canne « Tensionic »).
- La présentation des résultats expérimentaux
- L'établissement des relations K(h) et Θ(h) pour les différents sites étudiés.
- L'utilisation de données chimiques afin de mieux appréhender le comportement de l'eau du sol.

I. Présentation du bassin de la Vène

1. Description générale du bassin

Le bassin versant de la Vène est situé à quelques kilomètres à l'ouest de Montpellier, dans une région viticole. Cette localisation au sein d'une région soumise à un climat méditerranéen lui confère un régime hydrologique particulier caractérisé par de longues périodes sèches suivies de remises en eau brutales en automne. Ces premières remises en eau présentent des pics de crue jusqu'ici difficiles à modéliser.

La Vène, d'une longueur totale de 11 km, est l'un des principaux affluents de l'étang de Thau. Elle possède un bassin versant topographique d'une superficie totale de 67 km² situé au nord-est de l'étang et dont l'altitude est comprise entre 2 et 323 m. Le bassin est composé de deux zones distinctes par leur géologie, leur pédologie et l'activité humaine qui s'y développe.

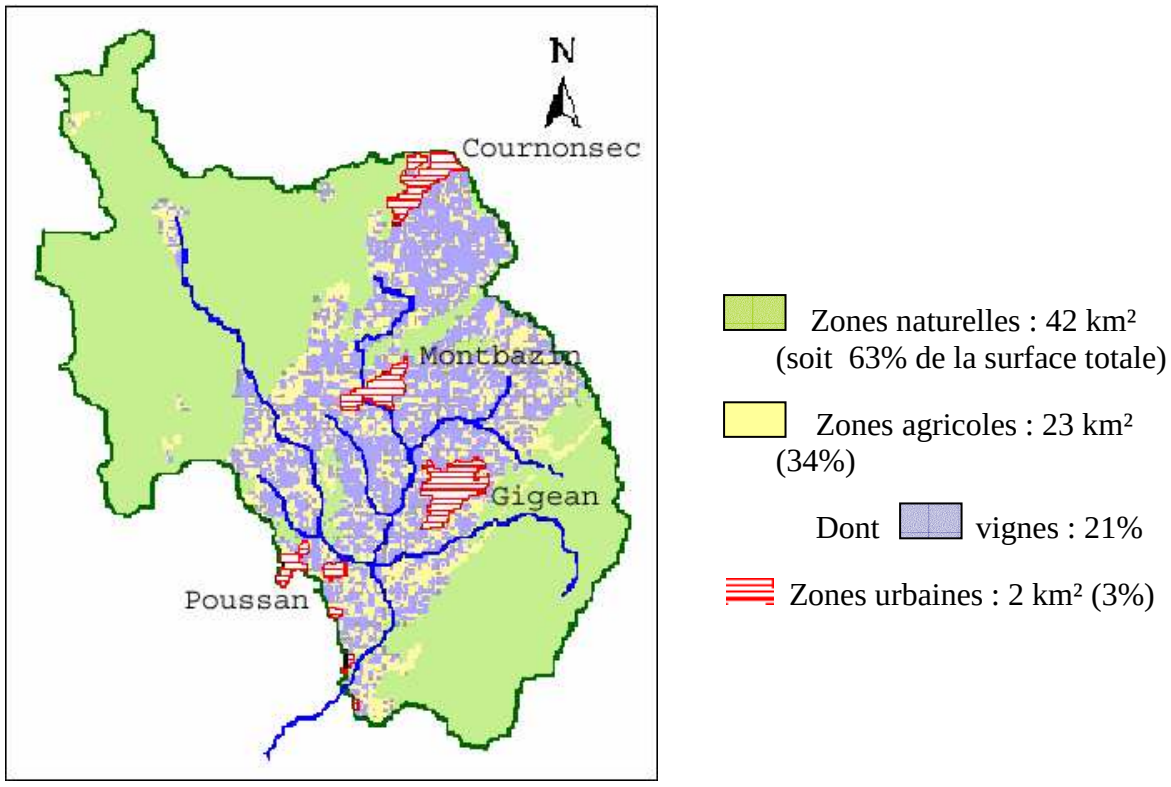


Figure 1 Répartition des sols du bassin versant de la Vène

Le fossé de Montbazin-Gigean, orienté SO-NE, représente 40 % du bassin topographique. Il est relativement plat avec une pente de 0,4 % correspondant à celle de la rivière. Cette zone concentre la quasi-totalité des activités humaines présentes sur le bassin versant qu'il s'agisse des surfaces agricoles (34% de la superficie du bassin) ou des zones urbanisées (3 % de la superficie). L'agriculture consiste principalement en des cultures peu intensives de vignobles et de prairies, les quatre villages situés sur le bassin totalisent une

population de l'ordre de 10000 habitants. Peu d'industries sont présentes si l'on exclut les caves de vinification et quelques élevages ovins et avicoles.

Le massif de la Gardiole au Sud-est et le causse de l'Aumelas au Nord-ouest sont situés de part et d'autre du fossé de Montbazin – Gigean. Ils représentent 60 % de la surface du bassin versant et sont constitués de calcaires du jurassique fortement karstifiés. Les sols de cette zone sont peu épais (20 – 30 cm maximum), principalement constitués d'argile de décalcification et couverts par une garrigue typique des régions méditerranéennes. De ces massifs jaillissent deux sources : la source de Cournonsec en amont et la source d'Issanka en aval qui alimentent la Vène.

2. Principales caractéristiques du bassin versant

Equipements

Le bassin versant de la Vène est un bassin très étudié et dispose de nombreux équipements de mesures.

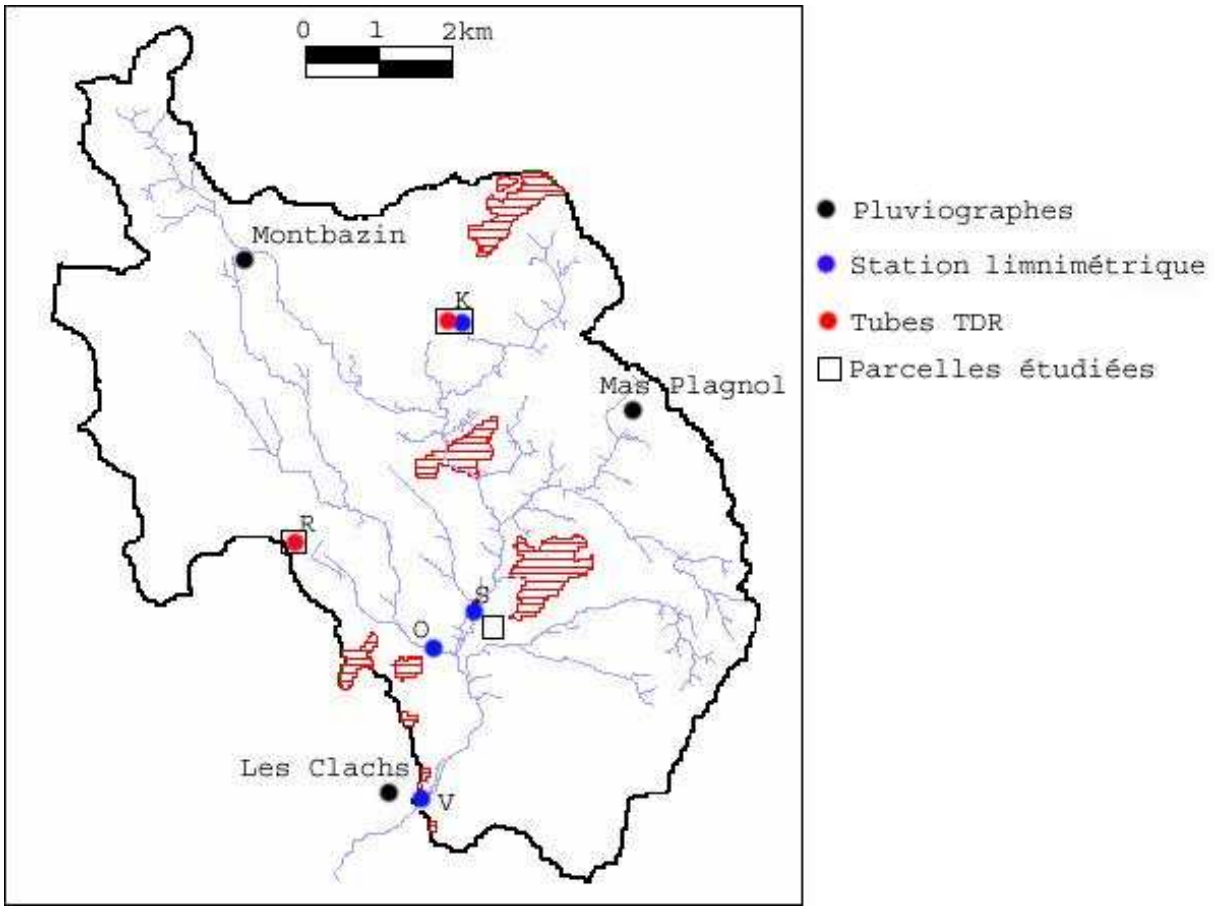


Figure 2 Positions des stations de mesure

• Les précipitations sont enregistrées par trois pluvigraphes à augets basculeurs équipés d'enregistreurs automatiques placés sur les sites de Montbazin, des Clachs et du Mas Plagnol (**Figure 2**). Par ailleurs, la température, la vitesse du vent et l'évapotranspiration

potentielle (ETP) sont disponibles auprès de la station Météo France de l'aéroport de Montpellier Fréjorgues distante de 20 km du bassin versant.

• Quatre stations limnimétriques sont installées tout au long du cours de la Vène. Ces stations sont :

- K au niveau de la source de la Vène
- S exutoire d'un sous bassin versant de 35 km²
- O exutoire des Oulettes, affluent de la Vène
- V exutoire du bassin versant de la Vène.

Elles enregistrent le niveau d'eau au pas de temps 5min par des capteurs de pression et permettent donc de déduire le débit de la rivière sur ces sections. Elles sont également équipées de sondes de température et de conductivité.

• Quatre tubes TDR ont été placés dans des vignes du bassin versant. Deux d'entre eux sur le site R, les deux autres sur le site K près de la source de la Vène. Ces tubes vont nous permettre de suivre les profils d'humidité du sol. De plus, lors de la mise en place des tubes, une analyse du sol en terme de granulométrie et de densité a permis de connaître le type de sol sur ces sites.

• Nous avons poursuivi cet équipement en plaçant durant ce stage huit cannes tensiométriques de type « Tensionic » sur les sites K et R. Chacun des deux sites se voit donc équiper de ces cannes aux profondeurs 25, 50, 75 et 100 cm. Elles nous permettront de mesurer pour les différentes profondeurs la charge hydraulique grâce au tensiomètre électronique « SMS 2500S ». Le « Tensionic » nous offre aussi la possibilité de prélever des échantillons d'eau maintenus en équilibre chimique avec la solution du sol grâce à la céramique poreuse.

Ce mémoire a pour objet de mieux connaître le comportement hydrodynamique du sol sur la partie agricole du bassin versant. Quatre sites ont donc été retenus pour étudier la conductivité hydraulique et l'humidité des terrains viticoles. Il s'agit des sites R, S, et des deux vignes se trouvant de part et d'autre de la Vène au niveau de K.

Conditions hydro-climatiques

Ces différents équipements nous offrent déjà de nombreuses données sur les conditions hydro-climatiques. Ainsi, les précipitations annuelles relevées à la station de Montbazin entre 1994 et 2004 présentent d'importantes variations interannuelles de 520 mm en 1998 – 1999 à 890 mm en 2002 – 2003, avec une moyenne de 659 mm et un écart type de 94 mm.

D'après la station Météo France de Montpellier l'évapotranspiration potentielle annuelle varie très peu, de 1268 mm en 1995 – 1996 à 1386 mm en 1994 – 1995 avec une moyenne de 1338 mm et un écart type de 24 mm.

La région étant soumise à un climat méditerranéen, les saisons y sont très marquées. L'été est la période la plus sèche, avec une moyenne de 64 mm de précipitations (écart type de 34 mm), alors que l'automne et l'hiver sont les saisons les plus humides avec respectivement 256 mm (σ = 109 mm) et 198 mm (σ = 98 mm) de précipitations moyennes. De la même façon, l'ETP est maximale durant l'été (moyenne de 576 mm, σ = 41 mm) et minimale en hiver (moyenne de 143 mm, σ = 16 mm).

En ce qui concerne le coefficient d'écoulement il vaut en moyenne annuelle 52 % sur la période 1994 – 2004 avec un écart type de 27 %. Ce coefficient est très variable d'une année à l'autre, de 91 % en 2003 – 2004 à 9 % en 1998-1999. Les valeurs particulièrement hautes de 2003 – 2004 sont expliquées par la contribution du karst au débit de la rivière alors qu'en 1998 – 1999 celui ci n'a pas alimenté la rivière.

Le comportement hydrologique du bassin versant est donc contrôlé par la forte variabilité des précipitations car la contribution de chaque processus est différente d'une année sur l'autre. En effet, les zones naturelles du massif calcaire ne contribuent pas directement au ruissellement car le massif est hautement perméable. Par contre, les surfaces agricoles et urbanisées jouent un rôle majeur dans le restitution de la pluie en ruissellement.

Principales caractéristiques du sol

Des études antérieures ont permis de mettre en évidence les principales caractéristiques physiques et chimique de ces sols.

Dans la plaine de Montbazin – Gigean, les sols sablo-limoneux épais (plus de 1,5 m) reposent sur une épaisse couche de sédiments tertiaires marno-sableux. Plusieurs échantillons prélevés dans le premier mètre de sol montrent une faible variation de la granulométrie du sol avec 10 – 30 % de sable, 65 – 85 % de limons et 5 – 15 % d'argile. La porosité de ces sols va de 35 – 40 % à 1 m de profondeur jusqu'à 45 – 50 % en surface. La densité apparente prend des valeurs de l'ordre de 1,4 à 1,6 et diminue près de la surface.

Grâce à l'étude granulométrique qui a été faite lors de la mise en place des tubes TDR nous disposons de données texturales sur les sites R et K (**Figures 3** et **4**).

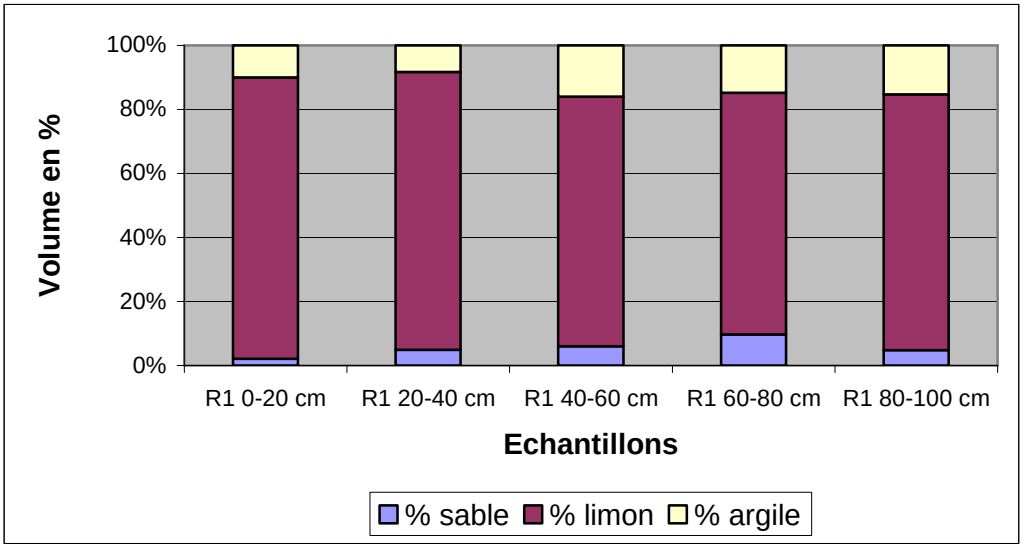


Figure 3 Distribution granulométrique sur le site R à différentes profondeurs

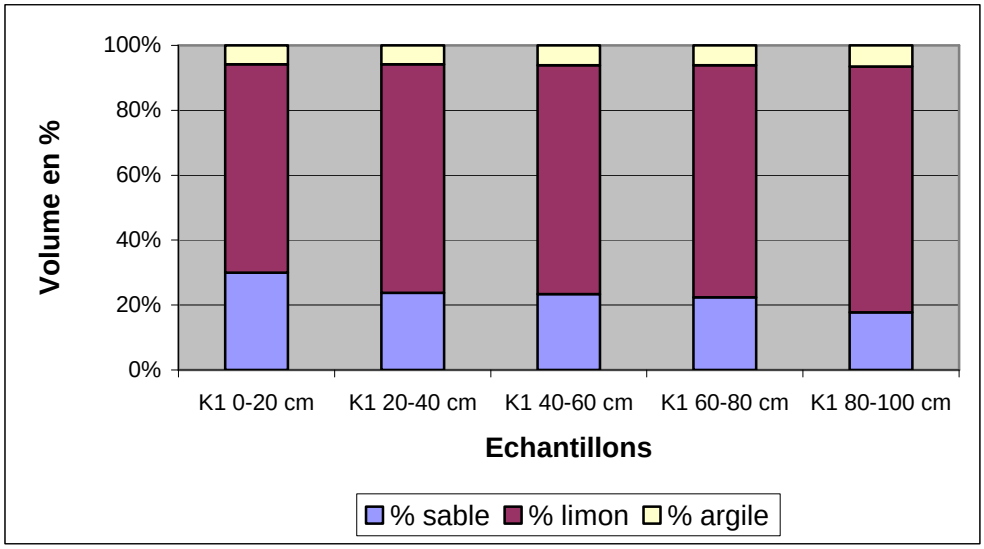


Figure 4 Distribution granulométrique sur le site K à différentes profondeurs

Sur les terrains étudiés, la quantité de matière organique est relativement faible, entre 2 et 4 %. Cette valeur monte à 9 et 11 % respectivement pour les terres en jachère et les parcelles de garrigue. Ceci explique la faible densité du sol des horizons superficiels qui n'est que de 1. Par ailleurs, le pH varie de 8 à 9 quel que soit le site et quelle que soit la profondeur.

La concentration d'azote total est de 0,2 à 2 $mg.g^{-1}$. Les valeurs les plus importantes sont observées dans les horizons superficiels et dans les terrains herbacés (jusqu'à 3,8 $mg.g^{-1}$). Il n'y a pas d'évolution claire du taux d'azote en fonction de la profondeur, mais il existe une forte corrélation avec le taux de matière organique. L'azote total du sol est d'ailleurs dominé par l'azote d'origine organique. Söderlund et Svensson (1976) ont estimé que la proportion d'azote organique représentait 95 % de l'azote total rencontré dans le sol

Les sols sont naturellement riches en phosphore. Le taux de phosphore total varie de 0,5 à 2,2 $mg.g^{-1}$. En général, les proportions de phosphore organique et inorganique varient de façon importante d'un type de sol à l'autre du fait des réactions potentielles d'adsorption et de précipitation inorganique. En ce qui concerne les sols étudiés, ces proportions semblent a peu près constantes (respectivement 32 ± 9 % et 68 ± 9 %) et montrent une certaine homogénéité en terme de taux de phosphore.

Toutes les parcelles qui sont ou ont été cultivées présentent une proportion plus importante de phosphore minéral et plus précisément de phosphore lié au calcium. Par ailleurs, le phosphore d'une parcelle de garrigue est largement dépendant de la matière organique. Les parcelles en jachère ont une végétation dense et une forte concentration en phosphore (2,2 $mg.g^{-1}$). En ce qui concerne les vignes, tous les types d'échantillons révèlent des concentrations similaires (0,8 $mg.g^{-1}$).

3. Sites d'étude

Les pratiques culturales des différents sites où des mesures ont été effectuées sont les suivants :

- Le site K_d était totalement labouré depuis moins d'une semaine lorsque les trois premiers essais ont été effectués. Ce site est situé sur la rive droite de la Vène au niveau de la source.

- Le site K_g est une vigne qui n'est jamais labourée. Elle est située sur la rive gauche de la Vène au niveau de la source.

- Le site R présentait un labour qui datait de l'année précédente.

- Le site S était lui aussi fraîchement labouré. Cette vigne est située au bord de la Vène et est partiellement inondable. Aussi les mesures ont-elles été effectuées dans la partie haute de la vigne afin d'éviter l'influence de la composition du sol.

Le site K_d a de plus été étudié deux fois à six semaines d'intervalles afin d'apprécier la variabilité de la conductivité après qu'il ait plu sur le sol labouré. Il faut cependant garder à l'esprit que cette variation n'est qu'estimée dans la mesure ou les essais n'ont pas été effectués exactement aux mêmes endroits.

Les données de granulométrie révèlent une certaine constance entre 0 et 1 m. Les deux sites K et R peuvent ainsi être qualifiés de limoneux fin à limoneux fin argileux. D'après Rawls et Brakensiek (1989) ce type de sol présente une porosité variant de 0,5 à 0,55. Pour les deux sites la teneur en eau résiduelle est évaluée de la même façon à $\Theta_R = 0,04$.

II. Méthodes in situ

Nous allons mener une étude couplée de la conductivité hydraulique, de la succion du sol et de l'humidité du sol. Ainsi nous pourrons mettre en relation ces trois grandeurs pour en déduire les caractéristiques hydrodynamiques des terrains étudiés. Ce paragraphe décrit le matériel et les méthodes utilisées.

1. Infiltromètre à disque

Dans le but de déterminer la conductivité hydraulique il existe principalement deux méthodes : la méthodes multi-potentiels et la méthode multi-rayons. Cette dernière suppose de procéder à deux essais avec des membranes de tailles différentes en déterminant la teneur en eau initiale et finale du sol. Cela impose que les deux essais soient effectués en deux zones distinctes. Ainsi entre en compte une incertitude sur l'homogénéité du sol. Cette méthode interdit, de plus, la connaissance de la conductivité en état non saturée alors que la méthode multi-potentiels nous offre la possibilité de suivre l'évolution de la conductivité hydraulique en fonction de la succion. C'est pourquoi nous avons privilégié pour cette étude l'emploi de la méthode multi-potentiels.

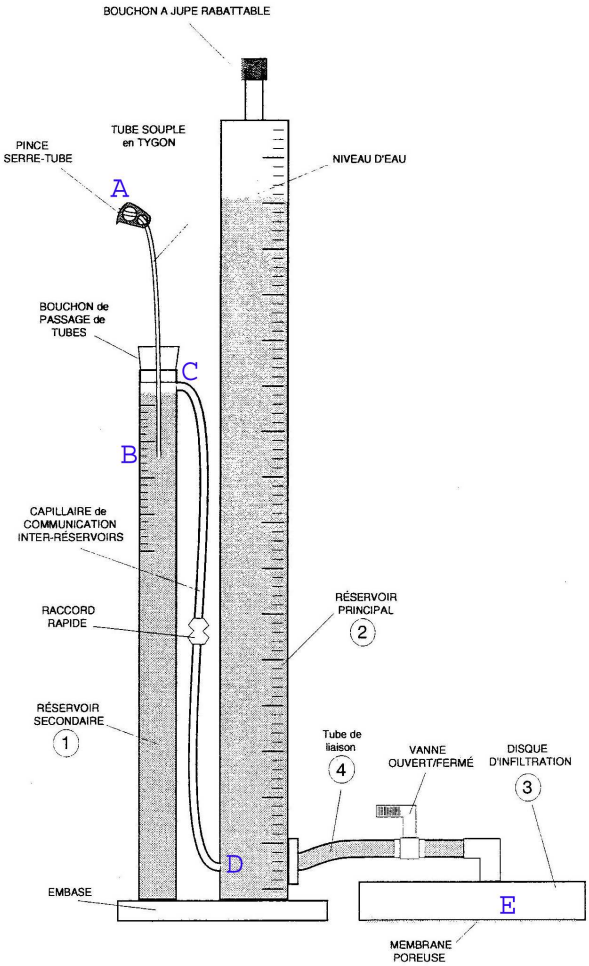


Figure 5 Infiltromètre à disque

Nous avons utilisé pour les mesures de la conductivité hydraulique un infiltromètre à membrane tel que celui présenté par la **figure 5**. La pression imposée est assurée par un vase de Mariotte suivant le schéma de Perroux et White (1988). Notre infiltromètre à membrane (SDEC SW 080 B) présente un réservoir principal dont le diamètre intérieur est de 4,45 cm et une membrane dont le diamètre est de 20 cm.

L'air entre en A à la pression atmosphérique $p_A = 0$.
Or $p_A = p_B$ et $p_C = p_D$.
De plus $p_B = p_C + \rho_w.g.h_1$ et $p_E = p_D + \rho_w.g.h_2$ avec $h_1 = AB$ et $h_2 = DE$
Donc $p_E = \rho_w.g.(h_2-h_1)$.

On obtient ainsi à la base de la membrane une succion h_0. L'expression de cette succion h_0 est égale à $(h_2–h_1)$ corrigée des pressions capillaires à la sortie des tubes AB et CD. Dans notre cas l'embase et la membrane poreuse sont placées à la même hauteur. Ainsi la valeur obtenue au laboratoire pour la somme de la correction et de la hauteur h_2 est de 24 mm. Dans ces condition, nous obtenons : $h_0 = -h_1 + 24$.

Méthode multi-potentiels

L'infiltrométrie à disque permet de mesurer l'infiltration dans le sol en conditions axisymétriques sous un potentiel hydrique négatif ou nul imposé à la surface du sol. Pour cette technique on considère que le régime permanent de l'infiltration est la somme d'un flux d'infiltration monodirectionnelle verticale tendant asymptotiquement vers K et d'un terme supplémentaire correspondant à la géométrie latérale de l'écoulement. Cette expression (Wooding, 1968) s'écrit :

$$q = K.(1+\frac{4\Phi}{\pi r})$$

q : débit volumique par unité de surface ($m.s^{-1}$)
K : conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$)
r : rayon de la source (m)
Φ : potentiel d'écoulement (m)

Cette solution a été obtenue pour un sol dont la conductivité varie de façon exponentielle avec la pression. Quadri (1993) et Vandervaere (1995) ont montré que cette approximation restait valable pour un sol décrit par les formules de Van Genuchten (1980) et de Brooks et Corey (1964).

Nous avons appliqué la méthode multi-potentiels en régime permanent (Reynolds et Elrick, 1991 ; Ankeny et al., 1991). Cette méthode, basée sur la formule de Gardner (1958) suppose ainsi que $K(h) = K_S.\exp(\alpha.h)$. Nous faisons alors des mesures de débit q pour plusieurs potentiels imposés h et on obtient un système de deux équations q = f(h) à deux inconnues K_S et α. De la détermination de ces inconnues découle l'expression de la conductivité hydraulique K en fonction de la succion h.

Grâce à l'expression de Wooding on obtient l'expression suivante :

$$q = K_s.\exp(\alpha.h)(1+\frac{4}{\pi r\alpha})$$

Et sous forme logarithmique : $$\ln(q) = \ln\left\{K_S.(1+\frac{4}{\pi r\alpha})\right\} + \alpha.h$$

Dés lors on peut en déduire que :

$$K = \frac{\exp(\ln q - \alpha h)}{1 + \frac{4}{\pi r \alpha}} \exp(\alpha . h)$$

Il suffit alors de mesurer q pour deux valeurs successives de h pour déterminer les valeurs de la pente de la droite et de son ordonnée à l'origine $\ln\left\{K_S.(1+\frac{4}{\pi r \alpha})\right\}$ pour connaître α et K_S.

Si l'expression précédente était parfaitement vérifiée, les différentes valeurs de q obtenues pour des h croissants seraient alignées sur la droite ln(q) = f(h). Ce n'est pas le cas et nous sommes donc obligés de considérer l'expression de K(h) comme exponentielle par morceaux. Entre les potentiels h_i et h_j on estime que α est constant est prend la valeur α_{ij}.

Ainsi : $\ln q_i = \ln\left\{K_{ij}\left(1+\frac{4}{\pi r \alpha ij}\right)\right\} + \alpha_{ij}.h_i$

$\ln q_j = \ln\left\{K_{ij}\left(1+\frac{4}{\pi r \alpha ij}\right)\right\} + \alpha ij.h_j$

On a alors $\forall$ h $\in$ [h_j ; h_i], $K(h) = K_{ij}.\exp(\alpha_{ij}.h)$ lorsque $h_j = 0$, $K_{ij} = K_S$.

La variation de α en fonction de h est due au fait que cette grandeur représente l'importance relative des forces capillaires par rapport aux forces gravitaires pour un sol donné, à un potentiel donné. Or, l'augmentation de h implique que des pores de plus en plus grands sont hydrauliquement fonctionnels (Parlange, 1972). Ainsi, Vandervaere (1995) a montré qu'il était préférable de procéder par des Δh petits lorsque la conductivité K varie vite avec la pression h, afin de minimiser l'erreur sur K liée à l'erreur sur α.

Application in situ

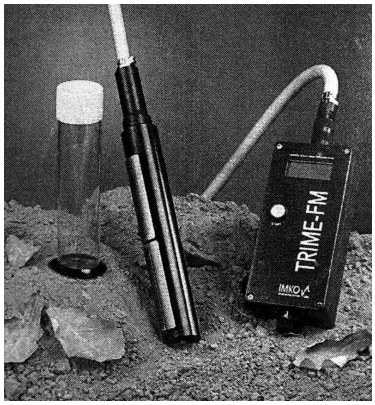
La qualité des résultats nécessite une pression h_0 uniforme qui ne peut être obtenue que pour des mesures effectuées sur un sol horizontal.

On prépare préalablement le terrain en mettant le sol à nu sur toute la surface où l'appareil sera posé. Il est également indispensable d'assurer le meilleur contact hydraulique possible entre la membrane et le sol à caractériser. Pour cela on utilise une couche de contact constituée de quelques millimètres de sable fin. Cette pellicule ne doit pas dépasser la surface de la membrane afin d'éviter que le rayon pris en compte pour calculer le flux d'eau entrant dans le sol ne soit différent de celui de la membrane. La couche de contact doit également être la plus mince possible. En effet, si le sable met trop longtemps à se saturer en eau, un retard important de l'infiltration dans le sol pourrait apparaître et fausser les mesures. De même nous prendrons un sable dont la conductivité est très supérieure à celle du sol étudié afin que nos mesures ne soient pas biaisées par la couche de contact.

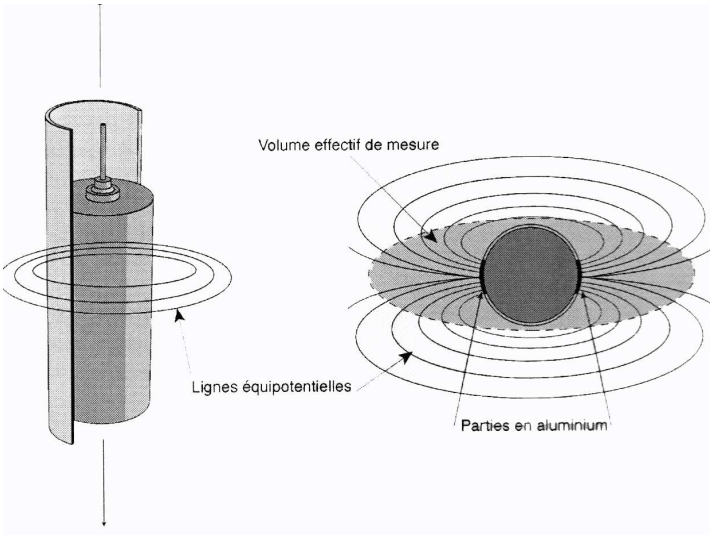
2. TDR

La mesure TDR est utilisée pour établir un profil d'humidité du sol ainsi que sa variation en fonction du temps. Nous utilisons pour cela l'humidimètre de type TDR « TRIME FM ».

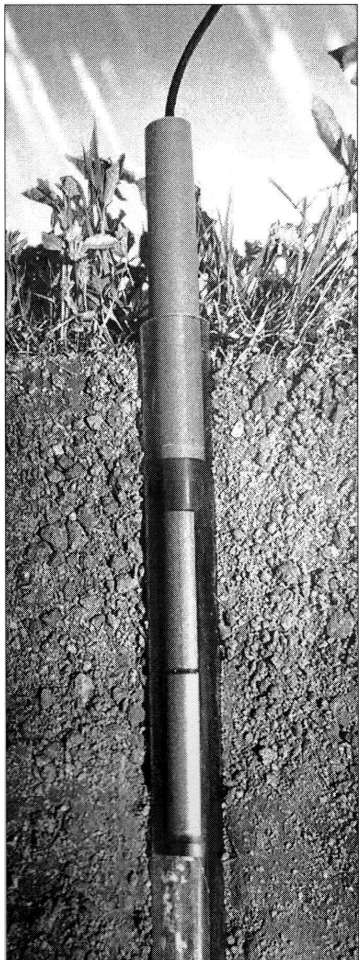
La mesure TDR nécessite au préalable la mise en place d'un tube afin de pouvoir descendre l'humidimètre et de le garder à l'abri de l'humidité. Nous disposons de quatre tubes de 90 cm de longueur répartis dans les deux vignes K et R.



A.



B.



C.

Figure 6 Humidimètre de sol de type TDR "TRIME FM"

Horizontalement, la profondeur de pénétration de l'appareil utilisé peut aller, jusqu'à 15 cm dans le sol. La sensibilité des mesures est plus grande à proximité du tube d'accès et décrois exponentiellement dans le milieu. Le volume sondé par l'humidimètre est donc de forme elliptique ce qui nous oblige à effectuer deux mesures pour chaque profondeur. Chacune de ces mesures est décalée d'un quart de tour par rapport à la précédente. Nous prendrons ensuite la moyenne arithmétique des valeurs mesurées par l'appareil sur les deux positions afin d'intégrer le résultat pour obtenir un cylindre de 15 cm de rayon. Nous

disposons ainsi d'une valeur estimée de l'humidité tous les 10 cm entre 10 et 70 cm de profondeur.

De plus, le même appareil nous servira à déterminer l'humidité du sol avant et après chaque mesure d'infiltration grâce a un trident (**Figure 7**). Ce trident détermine la valeur de l'humidité dans l'intervalle de sol compris entre ses dents. Il présente comme avantage le fait de donner des valeurs plus précises en ce qui concerne les quinze premiers centimètres.

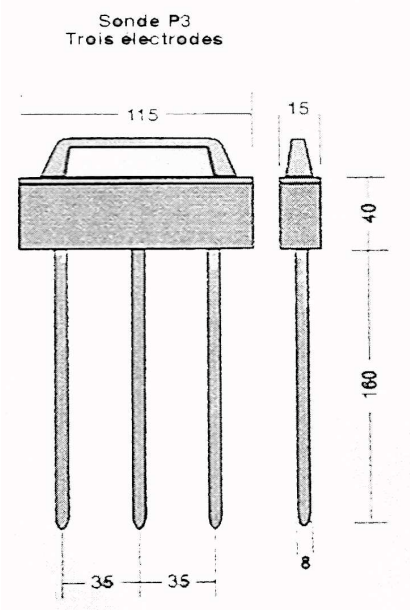


Figure 7 Sonde P3 pour l'humidimètre

3. Tensiomètre « Tensionic »

La canne tensiométrique se présente comme un tube obturé à l'une de ses extrémités par un bouchon autocicatrisant. L'autre extrémité est constituée d'une céramique poreuse qui assure la circulation de l'eau et donc de la solution du sol à l'intérieur du tensiomètre et pour créer ainsi un équilibre physico-chimique entre l'eau du tube et celle du sol.

Le tensiomètre, dont on a au préalable saturé la céramique poreuse, est placé sur le site à l'aide d'une tarière. Dans notre cas, chaque site est équipé de quatre tensiomètres qui nous indiqueront la tension aux profondeurs 25, 50, 75 et 100 cm.

Le tensiomètre doit être rempli d'eau jusqu'à 5 mm du bord supérieur du tube. Le tube est alors fermé à l'aide du bouchon autocicatrisant. Le déficit en eau du sol entraîne une diminution du niveau dans le tube et crée ainsi une tension qui sera mesurée à l'aide d'un tensimètre électronique à aiguille hypodermique de type « SMS 2500S ».

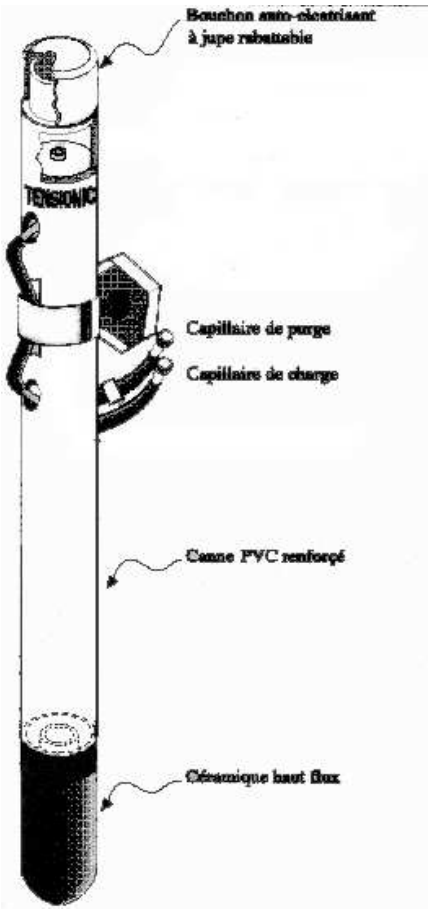


Figure 8 Canne tensiométrique de type "Tensionic"

La mesure tensiométrique va nous permettre d'évaluer la succion que crée le déficit en eau du sol à l'intérieur des tubes.

Les « Tensionics » ont également la propriété de posséder des capillaires qui permettent de collecter les échantillons d'eau contenus dans la céramique poreuse. En effet, après 8 à 10 jours, la diffusion des ions à travers la céramique permet d'obtenir un équilibre chimique entre la solution contenue dans la céramique et la solution du sol.

Bien que l'eau contenue dans la céramique soit en équilibre avec l'eau du sol, il n'en va pas de même avec l'eau contenue dans les capillaires ce qui entraîne une dilution des ions dans l'échantillon. Il faut donc appliquer une correction des concentrations mesurées dans ces échantillons.

Enfin, l'utilisation de cet appareil présente des difficultés lorsque les conditions climatiques sont sèches. En effet, lorsque le déficit en eau du sol est trop important, la diminution du niveau dans le tube est telle que celui-ci fini par se vider. Il est alors impossible de mesurer la succion ou de prélever un échantillon.

III. Résultats expérimentaux

Le matériel et les techniques que nous venons de décrire nous ont permis d'obtenir un certain nombre de valeurs numériques en ce qui concerne les conductivités hydrauliques, l'humidité et la succion imposée par le sol. Ces valeurs nous donnent alors des informations sur les caractéristiques du sol ainsi que sur la qualité des mesures.

1. Infiltrométrie

Les terrains cultivés du bassin versant sont en majorité des terrains viticoles. Ces sols ont des caractéristiques pédologiques qui dépendent des pratiques culturales choisies par l'agriculteur. En effet, les vignes peuvent être labourées totalement, partiellement ou laissées sans labour. Les quatre sites dont la conductivité a été étudiée possèdent ainsi des caractéristiques différentes les uns des autres au moment des mesures. Sur chaque site ont été réalisées trois voire quatre séries de mesures d'infiltrométrie afin de se faire une idée plus précise de la valeur de la conductivité des horizons superficiels.

Les différentes séries de mesures nous donnent donc des valeurs de débit volumique d'infiltration dont on déduit des conductivités hydrauliques pour chaque pression imposée par le vase de Mariotte.

Le débit volumique que nous utiliserons est égal à celui que l'on trouve lorsque la courbe Q(t) (**figure 9**) se stabilise et ceci afin de ne prendre en compte que l'infiltration qui a lieu après saturation.

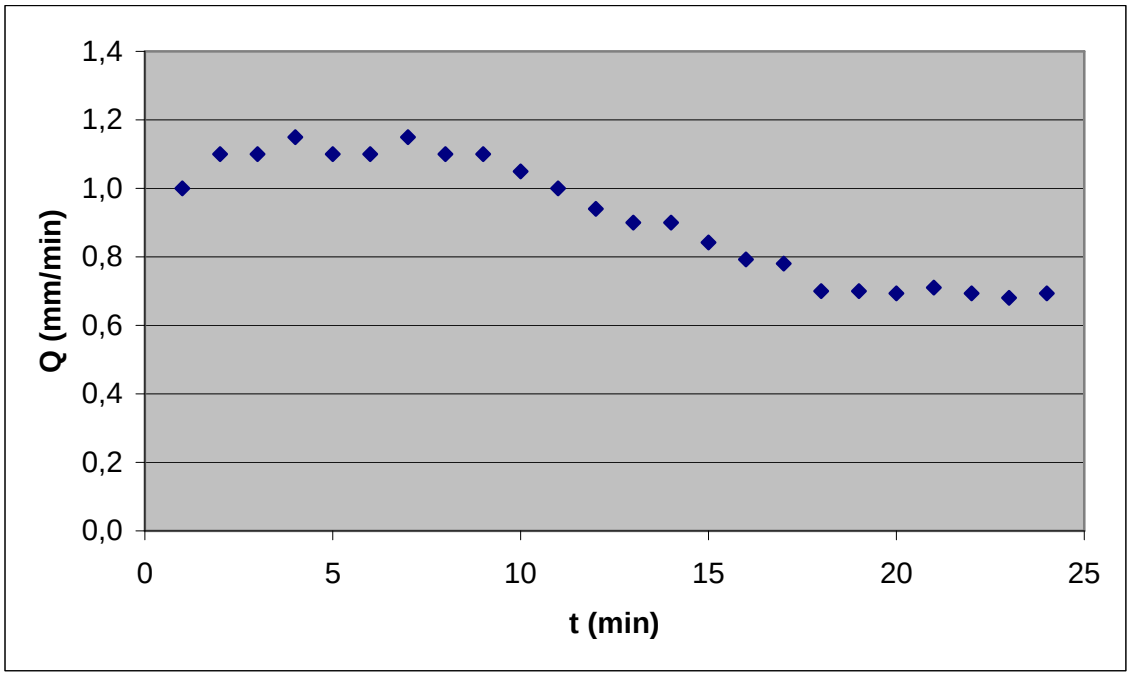


Figure 9 Courbe du débit infiltrée en fonction du temps pour le premier essai du site K_{d1} avec une pression imposée de -89mm

Comme il a été dit dans le paragraphe II sur les méthodes in situ, α représente l'importance relative des forces capillaires par rapport aux forces gravitaires. Ce rapport décroît rapidement a mesure que -h tend vers l'infini, c'est à dire pour une valeur $h > h_a$. Cette valeur h_a est atteinte lorsque tous les pores sont fonctionnels. α atteint donc une valeur plafond puis décroît légèrement à mesure que l'on se rapproche de la saturation. Cette valeur de α peut être qualifiée de « vraie valeur » dans la mesure ou elle permet de calculer K suivant l'équation : $q = K.(1 + \frac{4\Phi}{\pi r})$.

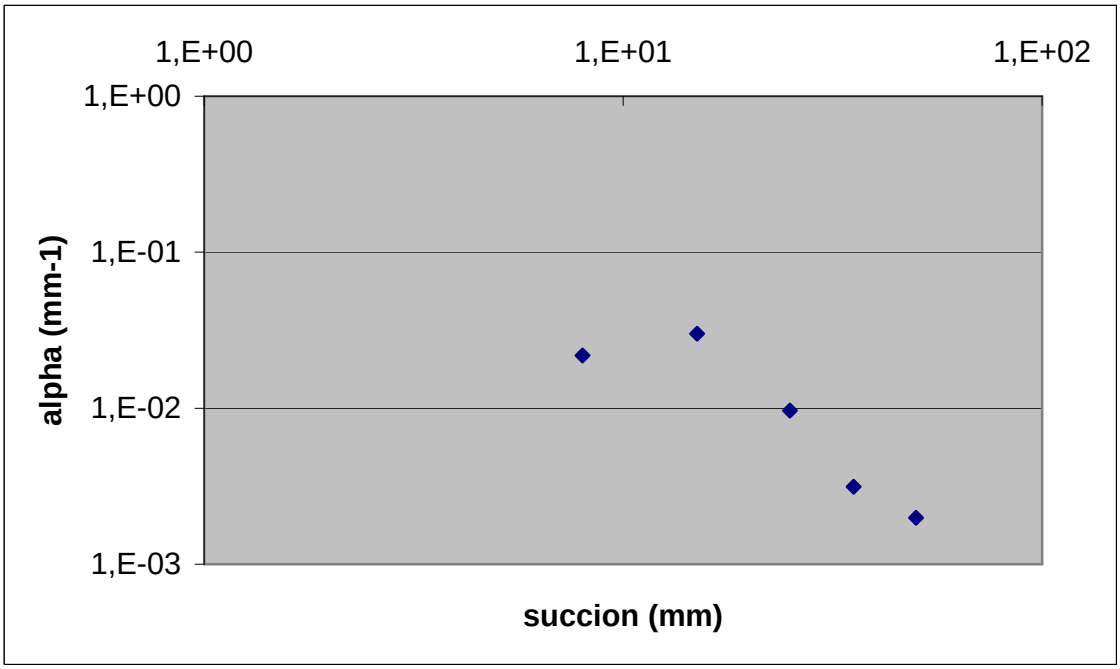


Figure 10 Variations de alpha en fonction de h pour le premier essai du site R

La **figure 10** illustre la forme de la courbe qu'il est nécessaire d'obtenir afin d'être sûr d'avoir atteint la saturation et ainsi confirmer la cohérence des formules utilisées. Elle a été obtenue lors du premier essai d'infiltration sur le site R. Malgré le peu de points disponibles, nous voyons bien la croissance de la courbe jusqu'à une valeur seuil avant d'observer une décroissance de la valeur de α.

Le labour du site R date d'un an. Pour des sites qui ont été labourés plus récemment, la conductivité hydraulique est grande. Il est par conséquent difficile de s'approcher des faibles valeurs de h lors de la mesure in situ de l'infiltration. On obtient alors, comme par exemple pour le site K_{d2} (**figure 11**), une courbe sur laquelle n'est présente que la décroissance. Cette courbe n'est pas complète. L'essai n'a donc pas permis d'atteindre la saturation lors des mesures. Les renseignements collectés par cette série de mesures seront donc soumis à une certaine incertitude.

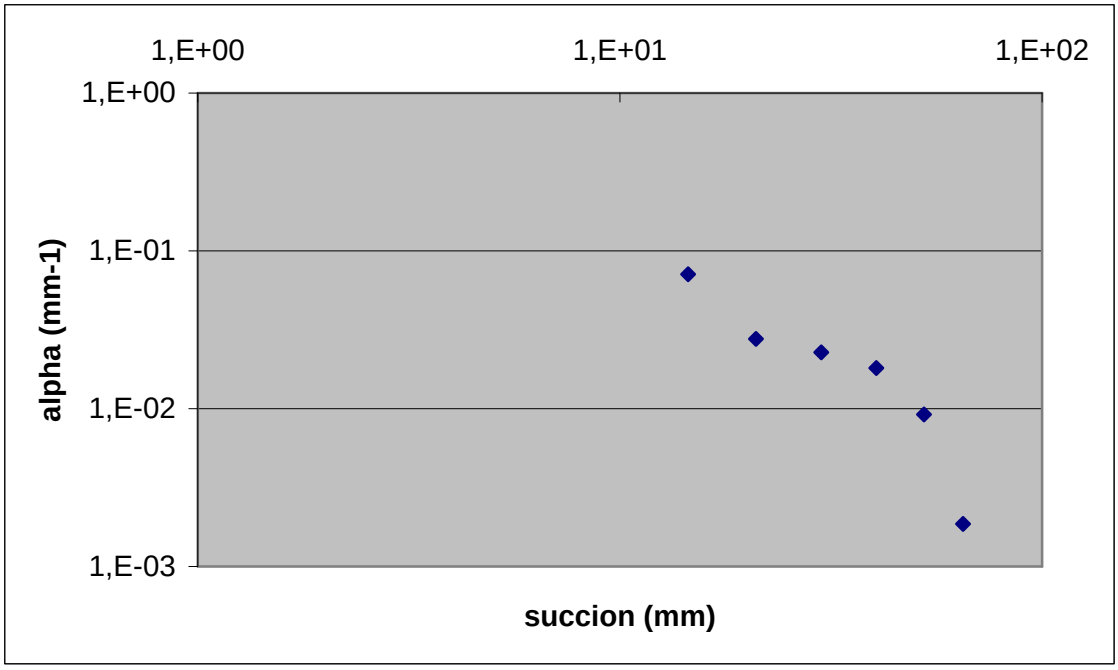


Figure 11 Variations de alpha en fonction de h pour le deuxième essai du site K_{d2}

La courbe de la **figure 12** illustre la méthode utilisée pour calculer les différentes valeurs de α et de K. Nous voyons également l'erreur qui apparaît lorsque la valeur de pression maximale appliquée pour l'essai d'infiltration n'est pas suffisamment proche de 0. La pente α reste élevée et entraîne donc une surestimation de l'ordonnée à l'origine du dernier segment et donc de K_S comme c'est le cas du site S (**Tableau 1**).

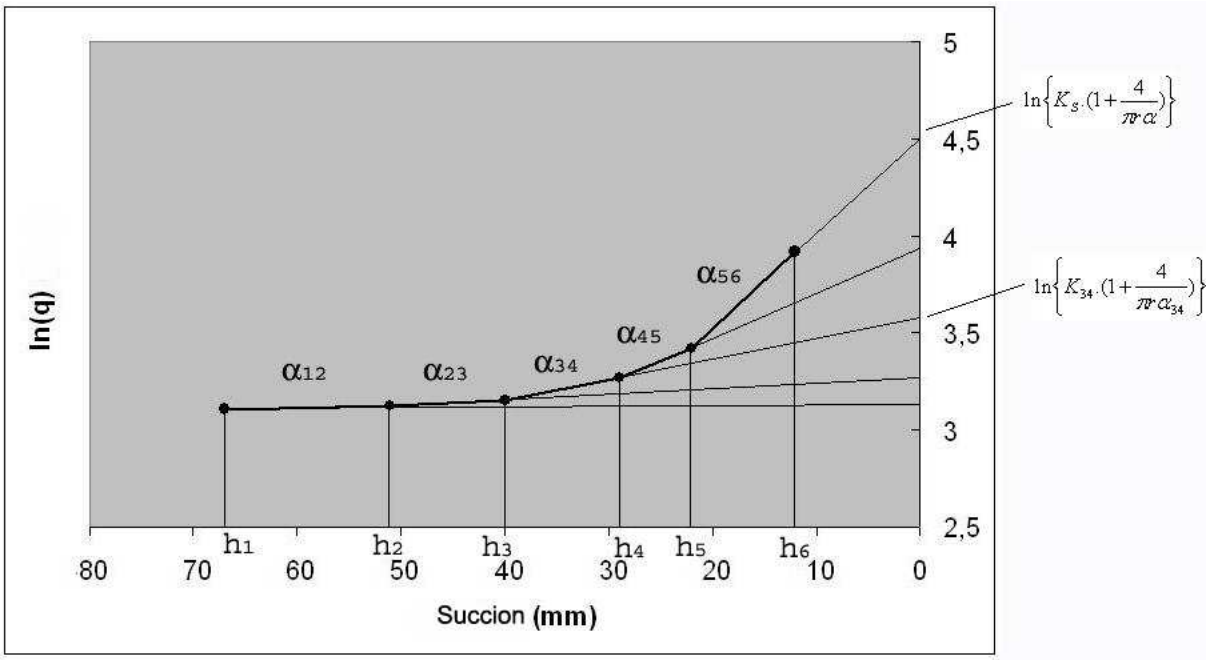


Figure 12 Schéma de principe de la méthode multi-potentiels (cas du 3e essai du site R)

Nous obtenons ainsi des valeurs de la conductivité hydraulique K en fonction de la pression h qui vont nous servir de base pour l'évaluation des paramètres de l'équation de Brooks et Corey. Ces résultats nous montrent une grande diversité de valeurs.

On arrive de plus à déterminer les valeurs de conductivité hydrauliques à saturation qui sont présentées dans le tableau suivant :

	$K_{d1}(mm.h^{-1})$	$K_{d2}(mm.h^{-1})$	$K_g\ (mm.h^{-1})$	$R\ (mm.h^{-1})$	$S\ (mm.h^{-1})$
Essai 1	154	358	28	25	771
Essai 2	401	157	16	72	1246
Essai 3	198		16	72	164
Essai 4				27	

Tableau 1 Conductivité hydraulique des sols

Apres chaque essai d'infiltrométrie on découpe une moitié du volume influencé par l'infiltration afin de s'assurer de l'homogénéité du sol (présence ou non de cailloux) ainsi que de l'absence d'infiltration préférentielle qui aurait pu fausser les résultats. Sur l'ensemble des mesures aucune infiltration préférentielle n'a été mise en évidence ce qui nous permet de valider tous les résultats. Nous avons également constaté que la saturation est visible sur une couche de 2 à 4 cm.

L'humidité du sol a également été mesurée avant et après chaque essai grâce à une sonde TDR. Ces mesures nous révèlent une humidité après essai de 30 à 35 % ce qui est très élevé compte tenu du fait que la saturation se cantonne aux premiers centimètres alors que la mesure d'humidité se fait sur 15 cm.

2. Humidité

Des relevés d'humidité par sonde TDR ont été réalisés pendant 19 semaines (du 23 février au 3 juillet) simultanément en quatre points (deux parcelles). Ceci nous permet d'établir la variation temporelle de l'humidité sur 16 dates de mesure.

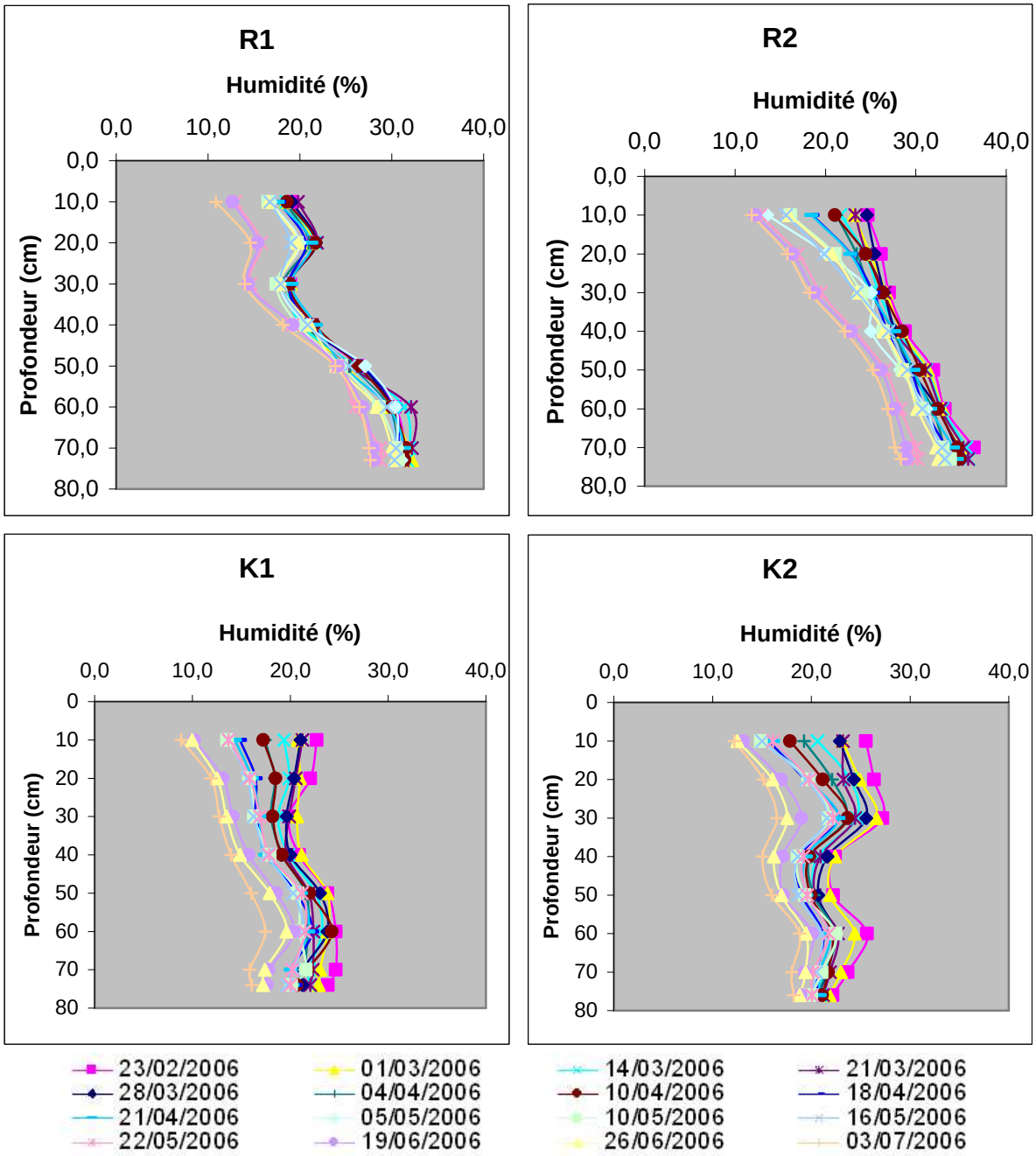


Figure 13 Variation du profil d'humidité relevé dans les tubes TDR du site K entre le 23/02/2006 et le 03/07/2006

Le suivi d'humidité Θ par mesure TDR nous montre une tendance à l'assèchement en surface (jusqu'à 60 % de perte de la teneur en eau). Par ailleurs, à la profondeur 70 cm on observe une relative stabilité jusqu'au 22 juin. Il est de plus intéressant de noter que la forme des profils reste comparable au fil du temps. Le changement du profil d'humidité qui survient à 30 cm pourrait faire penser à l'influence d'une semelle de labour mais la position des tubes TDR (entre les pieds de vigne) nous pousse à écarter cette hypothèse. De plus, la granulométrie ne varie pas de façon significative avec la profondeur ce qui laisse donc à penser que les irrégularités observées sur le profil d'humidité peuvent être dues essentiellement à des hétérogénéités des caractéristiques structurales des sols.

En mettant en relation les mesures TDR avec les précipitations relevées par les pluviomètres du Mas Plagnol (pour le site K) et des Clachs (pour le site R) nous obtenons les quatre graphiques de la **Figure 14**.

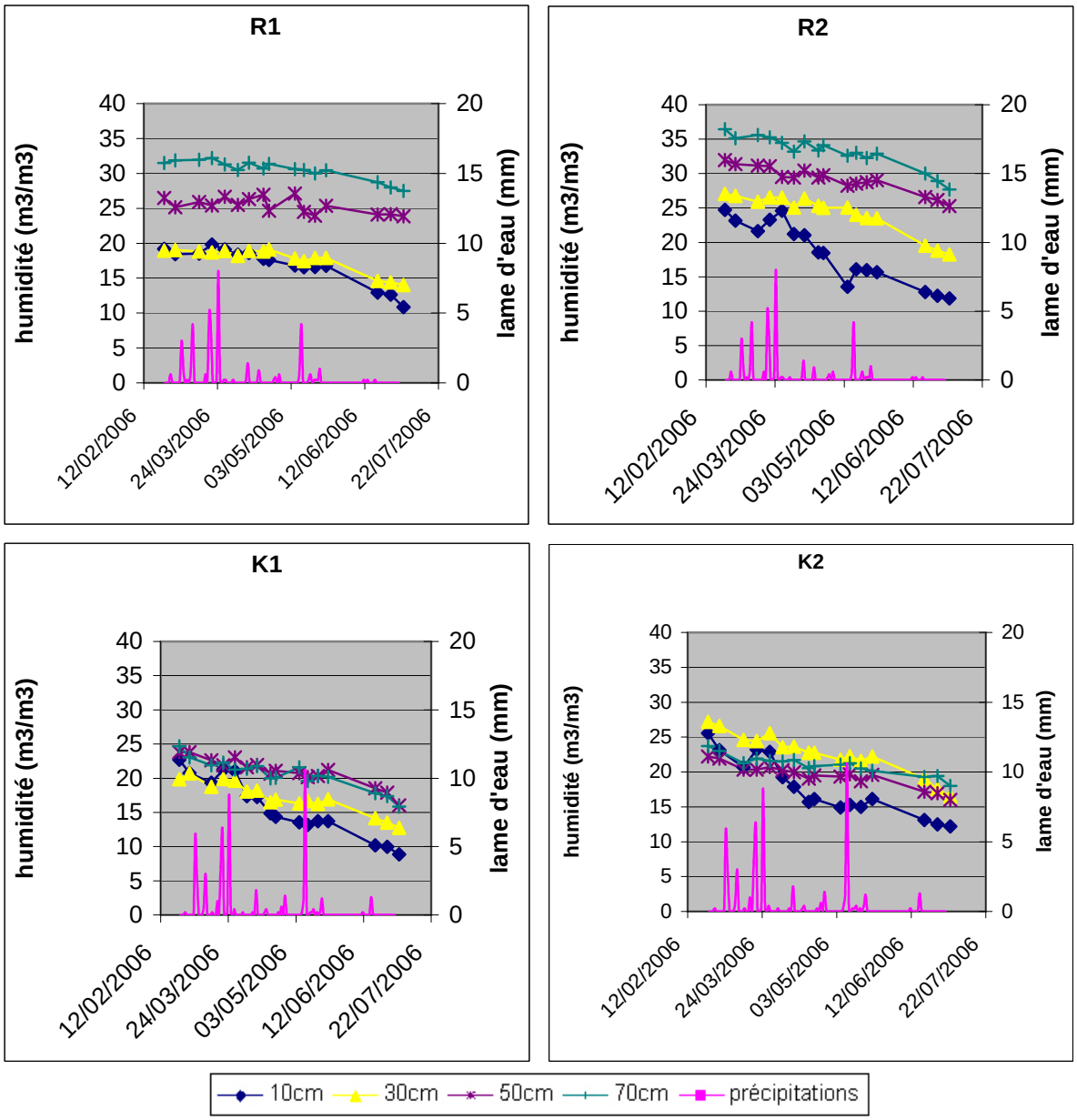


Figure 14 Variation d'humidité du sol en lame d'eau à différentes profondeurs et précipitations

Ces quatre figures nous montrent une diminution quasi continue de l'humidité. Nous constatons une perte totale de prés de 70 mm pour les deux tubes TDR du site K et de 37 et 67 mm respectivement pour les tubes R1 et R2. L'accentuation de la pente d'humidité se fait le 22 mai, simultanément pour les quatre sites alors que la dernière pluie significative se produit le 10 mai (4,2 mm pour R et 10,6 mm pour K).

Dans le même temps, les précipitations totalisent 39,6 mm pour le pluviomètre des Clachs (R) et 54,2 mm pour celui du Mas Plagnol (K). Ces quantités sont très faibles, d'autant

plus que les jours pluvieux sont assez espacés sur les 5 mois étudiés et que les précipitations ne dépassent qu'une fois les 10 mm.

Les principales fluctuations de l'humidité lors des précipitations se font sentir dans les 10 à 30 premiers centimètres de sol. Par ailleurs, les pluies du 10/05 qui surviennent alors que le sol a commencé a fortement s'assécher n'ont pas l'air d'influencer l'humidité du sol à part pour le site K2. Il est également étonnant de constater les variations que présente le site K1 à la profondeur 50 cm alors que les couches de sols 30 et 70 cm ne semblent pas affectées.

3. Etude tensiométrique

L'étude couplée TDR / Tensionic nous a permis de mettre en relation Humidité et pression effective à plusieurs profondeurs et ainsi de disposer de données que nous allons utiliser dans l'établissement de la courbe Θ(h).

Lors de la mesure par le « Tensionic », celui-ci est soumis à la succion du sol. Lorsque cette succion est trop importante, la totalité de l'eau contenue dans la canne tensiométrique risque de s'écouler dans le sol, rendant ainsi la mesure impossible. Ces difficultés expliquent l'absence de valeur dans certaines cases du **tableau 2** qui récapitule les valeurs mesurées pour l'humidité et les met en relation avec les valeurs de pression effective correspondantes. Les lacunes sont principalement visibles à la profondeur 25 cm la plus sujette à l'assèchement et peuvent parfois atteindre également les profondeurs 50 voire 75 cm

		R		K	
date	profondeur (cm)	humidité (%)	pression (mm)	humidité (%)	pression (mm)
21/04/2006	-25			21,25	297
	-50	29,8	140	19,5	211
	-75	35	118	20,9	245
05/05/2006	-50	28,3	134	19,3	184
	-75	34,5	92	20,3	136
10/05/2006	-25			21	352
	-50	28,6	122	19,7	203
	-75	34,5	71	20,7	135
16/05/2006	-25			21	310
	-50	28,6	101		
	-75	34,5	148	20,7	136
22/05/2006	-25			21	198
	-50	29,1	120	19,6	159
	-75	33,2	63	20,1	156
19/06/2006	-50			17,2	144
	-75			19	217
26/06/2006	-50	26,2	443		
	-75	29,0	253	18,8	240
03/07/2006	-25				
	-50	25,3	395		
	-75	28,4	154	18,2	112

Tableau 2 Mesures simultanées d'humidité et de pression

Ces valeurs, combinées aux valeurs mesurées par la sonde TDR nous permettront ainsi d'avoir des courbes d'humidité en fonction de la tension et ainsi de vérifier la qualité de nos estimations en terme de coefficients de Brooks et Corey. Pour cela nous établissons les nuages de points de la **figure 15** auxquels nous comparerons les courbes Θ(h) théoriques.

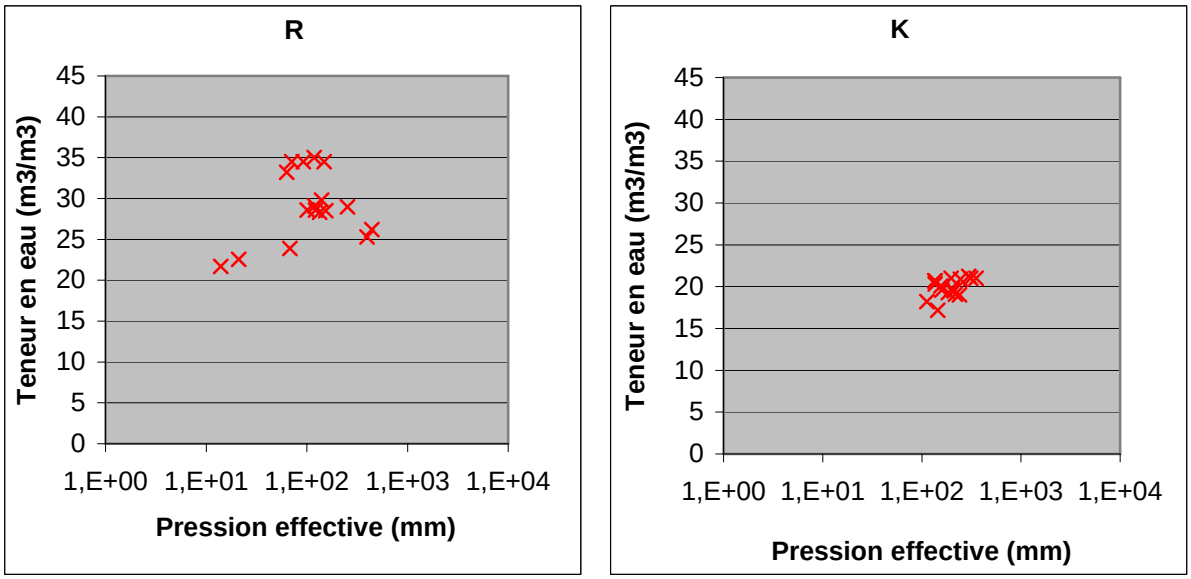


Figure 15 valeurs mesurées de la teneur en eau en fonction de la pression effective pour les sites K et R

Ces nuages de points présentent un inconvénient majeur : la gamme de valeur que l'on a pu mesurée est très faible, aucune précipitation majeure n'ayant eu lieu durant la période étudiée. Ceci créera donc des incertitudes lorsque nous essayeront de vérifier la validité des coefficients de Brooks et Corey.

IV. Relations K(h) et Θ(h)

La modélisation de l'hydrodynamique des sols est nécessaire à la description des transferts d'eau et de solutés. Pour cela, le sol est considéré comme un milieu isotrope, poreux, à la saturation variable, dans lequel l'occlusion d'air n'affecte pas l'écoulement. Le mouvement de l'eau liquide peut être décrit par les équations de Richards. Ces équations requièrent la connaissance de la courbe de rétention d'eau Θ(h) et de la conductivité hydraulique K(h). La mesure de ces propriétés reste possible lors d'une étude locale ou sur un nombre restreint de sites. Elle devient plus délicate lorsqu'il s'agit de rendre compte des transferts d'eau et de solutés à l'échelle d'un bassin versant. La nécessité de connaître les propriétés hydriques des sols sur un territoire donné a conduit a l'emploi d'équations plus ou moins empiriques pour décrire les relations entre la conductivité hydraulique K, la teneur en eau Θ du sol et la succion h (Brooks et Corey, 1964 ; Mualem, 1976 ; Van Genuchten, 1980).

1. Formules de Van Genuchten et de Brooks & Corey

L'étude conjointe des résultats de conductivité hydraulique, d'humidité et de succion nous conduit à évaluer ces grandeurs en fonction de la succion h. Pour cela, les deux approches les plus utilisées ont donc été mises à contribution : Brooks – Corey (1964) et Van Genuchten (1980).

La courbe de rétention qui traduit les relations entre h et Q. Possède de nombreuses formulations. Parmi celles-ci, celle de Van Genuchten (1980) est la plus utilisée. Cette formulation est : $\frac{\Theta(h)-\Theta_R}{\Theta_S-\Theta_R}=\left\{1+\left(\frac{h}{h_b}\right)^n\right\}^{-m}$

Avec h_b la charge capillaire critique.

n une constante supérieure à 1

m tel que $m=1-\frac{1}{n}$ selon Mualem (1976)

Θ_S la teneur en eau à saturation ($L^3.L^{-3}$)

Θ_R la teneur en eau résiduelle ($L^3.L^{-3}$)

Cette équation se traduira dans notre cas par : $\Theta(h)=\frac{1}{\left(1+(\alpha h)^n\right)^m}\times(\Theta_S-\Theta_R)+\Theta_R$ où α est une constante égale à l'inverse de la charge capillaire critique h_b.

La porosité a précédemment été évaluée à 40% ce qui nous donne une estimation pour la teneur en eau à saturation Θ_S.

Pour la teneur en eau résiduelle, on se réfère à Rawls et Brakensiek (1989) qui évaluent Θ_R à 4% (**Figure 16**) pour un sol limoneux fin à limoneux fin argileux tels les sites R et K.

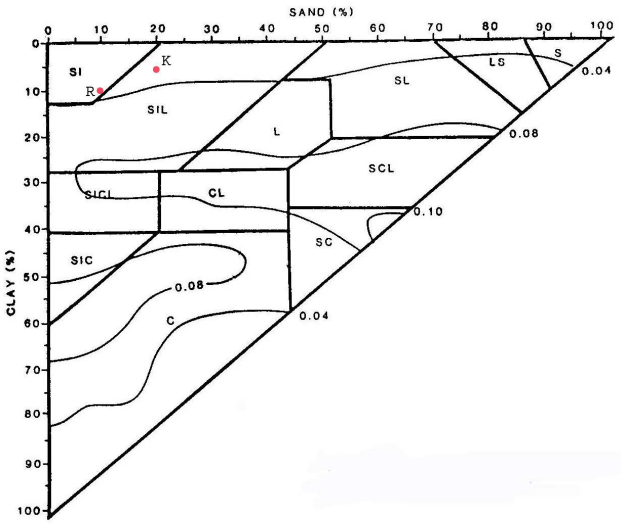


Figure 16 Teneur en eau résiduelle d'après Rawls et Brakensiek (1989)

La conductivité hydraulique peut s'exprimer en fonction de h ou de Θ. La relation K(Θ) est fortement non linéaire mais elle est moins affectée par le phénomène d'hystérésis que K(h). Brooks-Corey nous permet d'établir la conductivité K(Θ) : $\frac{K}{K_S} = \left(\frac{\Theta(h) - \Theta_R}{\Theta_S - \Theta_R} \right)^{\mu}$.

Avec K_S la conductivité hydraulique à saturation

μ une constante telle que $\mu = \frac{2}{mn} + 2{,}5$ (Mualem, 1976)

Cependant, nos valeurs de teneur en eau sont réparties dans une fourchette très étroite ce qui nous empêche d'évaluer précisément la valeur des paramètres à partir de ces mesures. Nous allons donc commencer par ajuster les valeurs théoriques de la conductivité hydraulique par rapport aux valeurs mesurées de K en fonction de h avant de vérifier ces estimations grâce à la formule de la teneur en eau de Van Genuchten. Pour cela nous utiliserons la formulation suivante : $K(h) = K_S \times \left(\frac{1}{\left(1 + (\alpha h)^n\right)^m} \right)^{\mu}$

Ayant déterminé un certain nombre de valeurs de la conductivité hydraulique K en fonction de h, il est possible d'utiliser la méthode des moindres carrés de façon à estimer les paramètres K_S, α et n et ainsi obtenir un courbe théorique K(h).

La méthode des moindres carrés a en fait été modulée de façon à tenir compte également des résultats d'humidité. Ainsi, il a été appliqué une pondération dix fois supérieure aux résultats de conductivité hydraulique par Brooks – Correy qu'à ceux de l'humidité obtenue par Van Genuchten.

2. Résultats

Avec la formulation précédente de l'expression K(h) nous parvenons a ajuster les paramètres K_S, α et n au plus prés des valeurs mesurées comme le montre la **figure 17**.

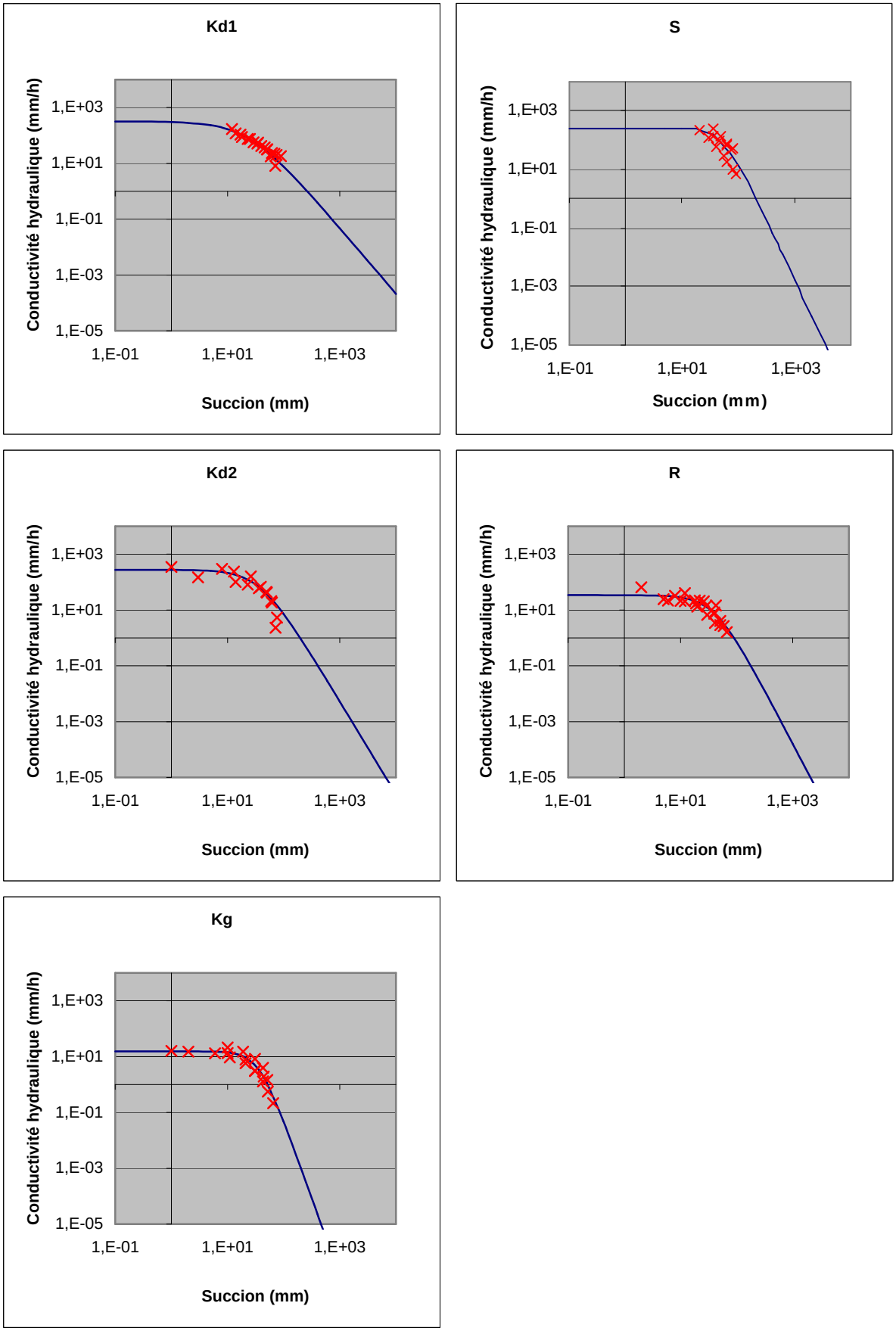


Figure 17 Courbes K(h) théoriques et valeurs mesurées pour les différents sites étudiés

Cet ajustement nous conduit aux valeurs suivantes :

	K_S ($mm.h^{-1}$)	α (mm^{-1})	h_b (mm)	n
K_{d1}	318	0,041	24,2	1,14
S	261	0,019	52,9	2,27
K_{d2}	276	0,026	38,3	1,53
R	34	0,024	41,0	1,73
K_g	15	0,027	37,0	2,46

Tableau 3 Coefficients de Brooks - Corey pour les cinq sites étudiés

Ces coefficients ont étés obtenus en groupant tous les résultats mesurés pour un même site.

Tout d'abord les sols fraîchement labourés présentent une forte conductivité à saturation qui décroît lorsque le labour est plus ancien. Nous pouvons remarquer que les valeurs de K_S des sites R et K_g sont faibles (respectivement 34 et 15 $mm.h^{-1}$). Ces valeurs sont inférieures aux intensités de précipitations qui sont à l'origine des crues de reprise d'étiage observées en milieu méditerranéen. Lors de ces précipitations, la faible valeur de K_S entraîne un ruissellement important pour les sites dont le labour est ancien.

Si l'on compare maintenant les différentes valeurs trouvées pour la conductivité hydraulique à saturation lorsque l'on considère la formule de Brooks-Corey avec les valeurs obtenues par Gardner, on remarque que les trois sites K_{d1}, K_{d2} et R ne semblent pas affectés par le méthode utilisée. On observe, en outre, quelques différences. La conductivité hydraulique à saturation évaluée par Garder pour le site S est trop élevée. K_g est également plus faible avec Brooks-Corey que ce que nous avions obtenu précédemment. Cela confirme que la méthode de calcul qui prend pour base l'équation de Gardner à tendance à surestimer les valeurs de K_S même si la formule de Brooks – Corey est aussi fortement contrainte par la dernière valeur mesurée de la conductivité.

De plus, il semble que plus le site a été labouré récemment, plus la pente de la courbe est faible pour des valeurs élevées de succion. Cette pente est commandée par le paramètre n qui confirme le constat fait à partir des courbes, exception faite du site S qui présente une valeur de n relativement élevée.

Enfin, la charge capillaire critique h_b qui détermine la position de la courbure présente une bonne homogénéité (entre 24,2 et 52,9 mm).

Nous pouvons appliquer les paramètres estimés pour les différents sites à la formule de Van Genuchten de la teneur en eau en fonction de la succion (**figure 18**) et ainsi vérifier la qualité des estimations. Pour cela on conserve les valeurs Θ_S = 40 % et Θ_R = 4 %. Ces courbes ne sont établies que pour les sites K_d et R car ce sont les seuls qui ont été équipés de mesures tensiométriques.

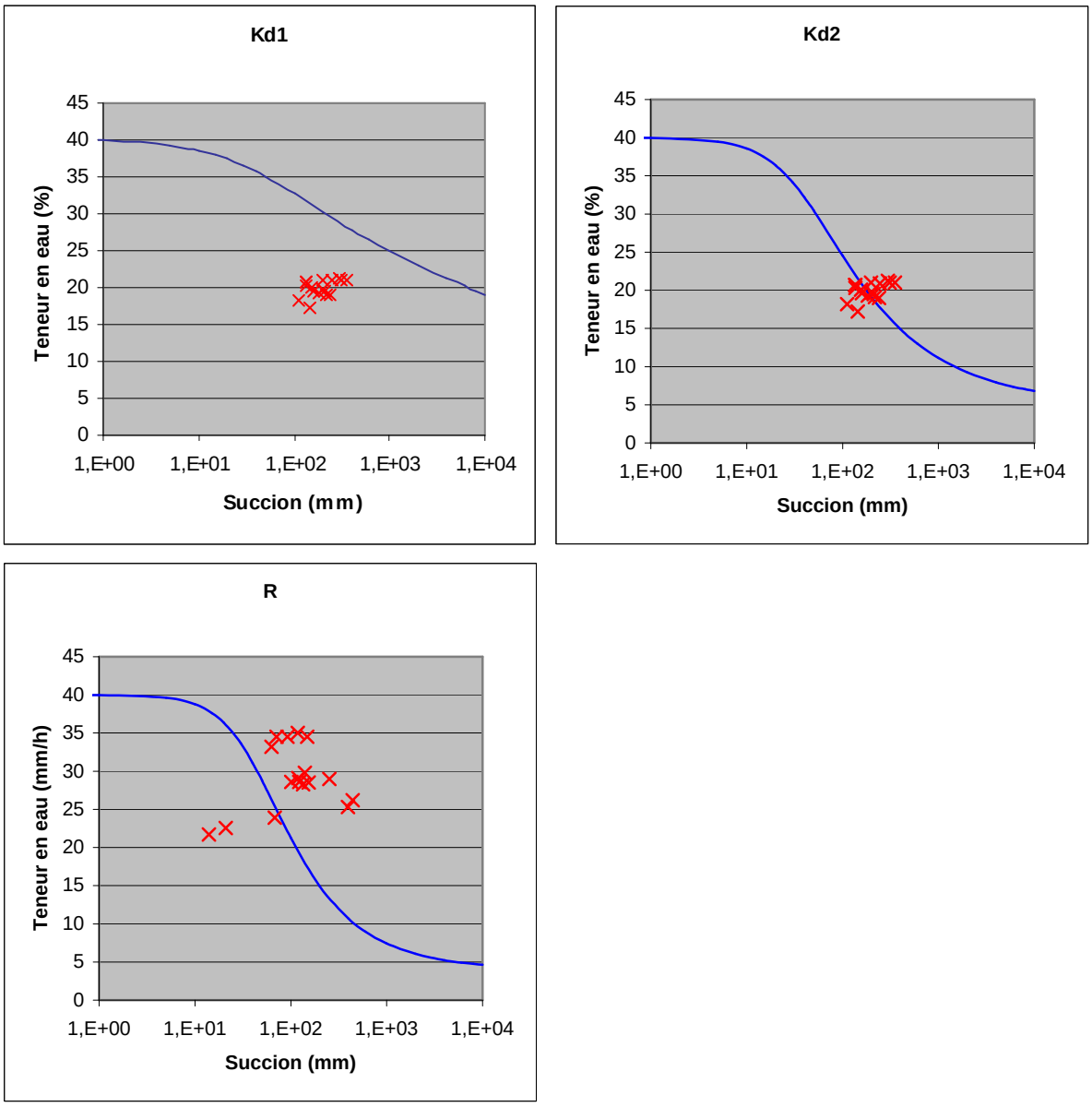


Figure 18 Courbes Θ(h) théoriques et valeurs mesurées pour les différents sites étudiés

Là encore, l'inflexion est d'autant plus importante que le labour est ancien. On remarque que les valeurs mesurées ne sont pas superposées aux courbes. Cet écart entre valeurs théoriques et valeurs mesurées est probablement du au mode de mesure. En effet, la mesure d'humidité ainsi que la mesure tensiométrique se fait entre les vignes. Cet espace n'est donc pas labouré. Au contraire, la mesure d'infiltration qui sert à définir les paramètres des courbes théoriques est effectuée entre les rangées de vignes, sur un sol labouré.

La pente des courbes K_{d2} et R est nettement plus importante. La courbe K_{d2} semble notamment traduire beaucoup mieux la relation entre la teneur en eau et la succion que ne le fait la courbe K_{d1}. Nous pouvons expliquer ce constat par le tassement qui s'est produit pendant les six semaines séparant les deux essais et qui permet de rapprocher les caractéristiques du sol au niveau du rang et de l'inter-rang.

La **figure 18** nous confirme la qualité de l'évaluation des paramètres K_S, α et n pour le site R et pour le site K_d lorsque le labour date de sept semaines. Par contre dans la semaine suivant le labour les modèles de Brooks – Corey et Van Genuchten ne semblent pas traduire convenablement le comportement hydrodynamique du sol du fait de la destruction de la structure du sol.

3. Comparaisons

Pour commencer, nous voyons que les points expérimentaux collent globalement assez bien aux courbes théoriques en ce qui concerne la conductivité. Cela justifie l'utilisation du modèle de Brooks-Corey.

En ce qui concerne la teneur en eau, la faible plage de valeur dont nous disposons pour les valeurs de pression effective ne nous permet pas de vérifier avec exactitude la concordance avec la courbe de Van Genuchten. Cependant, les courbes des sites R et K_d semblent concorder avec les valeurs théoriques tant que le labour n'est pas trop récent.

D'après Rawls et Brakensiek (1989), un sol limoneux fin à limoneux fin argileux tel que ceux des sites R et K présente une charge capillaire critique h_b dont les valeurs sont comprises entre 350 et 550 mm (**Figure 19**) ainsi qu'une conductivité hydraulique à saturation K_S de 3 à 20 $mm.h^{-1}$ (**Figure 20**).

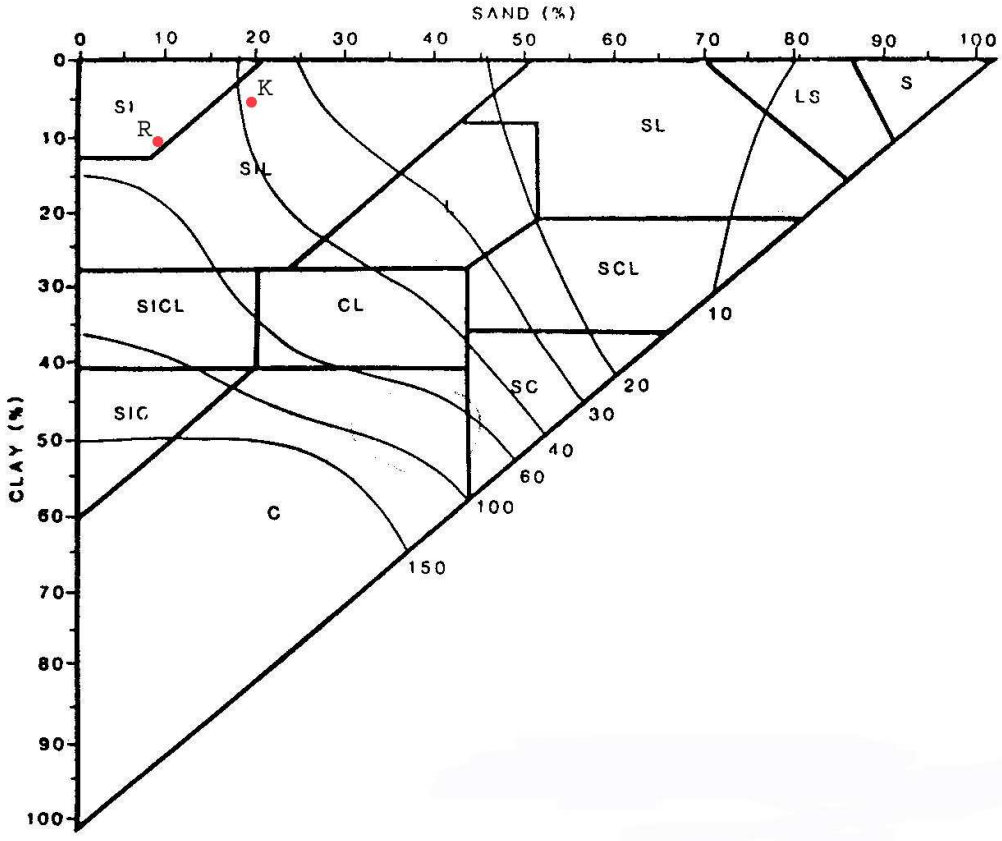


Figure 19 Charge capillaire critique h_b (cm) d'après Rawls et Brakensiek (1989)

Le **Tableau 3** nous présente des sols dont la charge capillaire critique est dix fois inférieure à la gamme théorique proposée par Rawls et Brakensiek. Par contre, ces valeurs semblent se rapprocher de celles trouvées par Vandervaere (1995) sur un sol du sahel nigérien plus sableux que celui que nous étudions (entre 20 et 100 mm).

La valeur de K_{d1} est la plus basse et est inférieure à 30 mm. Cela s'explique par la relation entre la charge capillaire critique et la taille des pores dans le sol. En effet, ces deux grandeurs sont inversement proportionnelles l'une à l'autre. Le labour qui vient d'avoir lieu dans le cas du site K_{d1} a effectivement entraîné une augmentation de la taille des pores que l'on peut mettre en relation avec la diminution de la charge capillaire critique.

Par ailleurs toutes les valeurs établies pour K_S sont supérieures à ce que prévoient Rawls et Brakensiek (1989) (**Figure 20**) et Mermoud et Xu (2005). Seules les parcelles K_g (15 mm.h^{-1}) qui n'a jamais subi de labour et R dont le labour est ancien possèdent une conductivité hydraulique à saturation comparable aux valeurs théoriques.

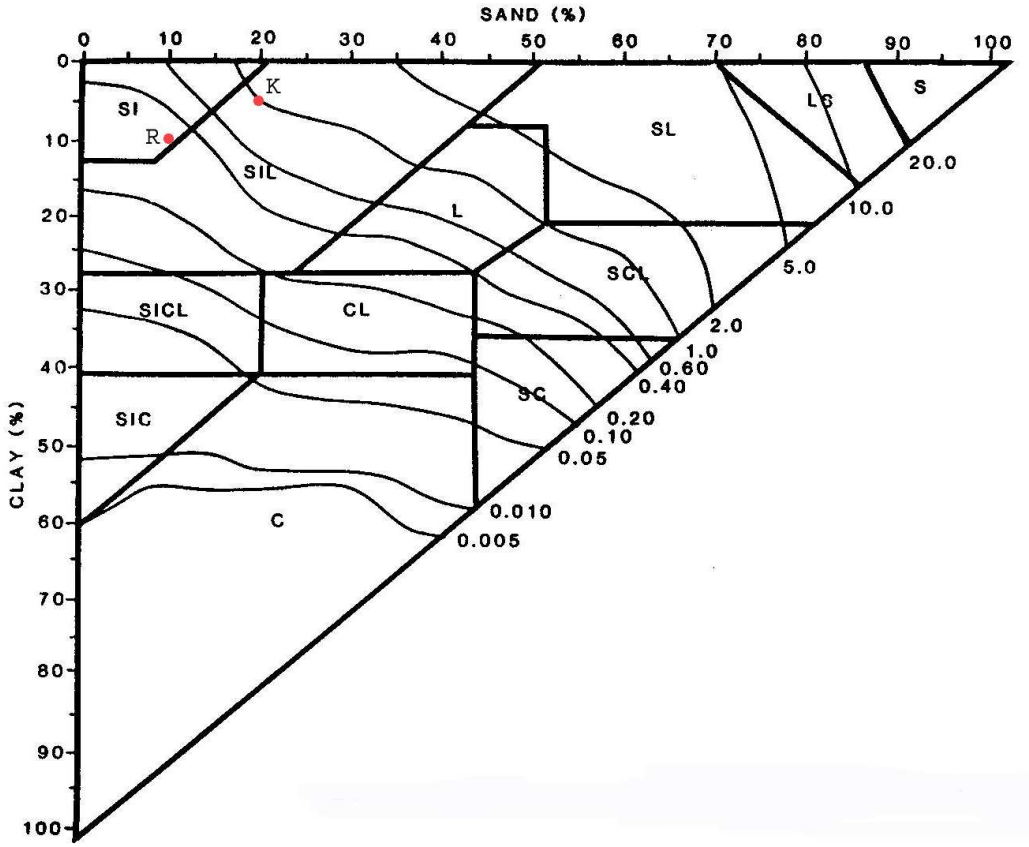


Figure 20 Conductivité hydraulique à saturation (cm.h^{-1}) d'après Rawls et Brakensiek (1989)

En ce qui concerne la conductivité hydraulique en fonction de la saturation nous avons superposé les valeurs théoriques de Rawls et Brakensiek (1989) avec les courbes établies pour les sites K_{d1}, K_{d2} et R. (**Figure 21**).

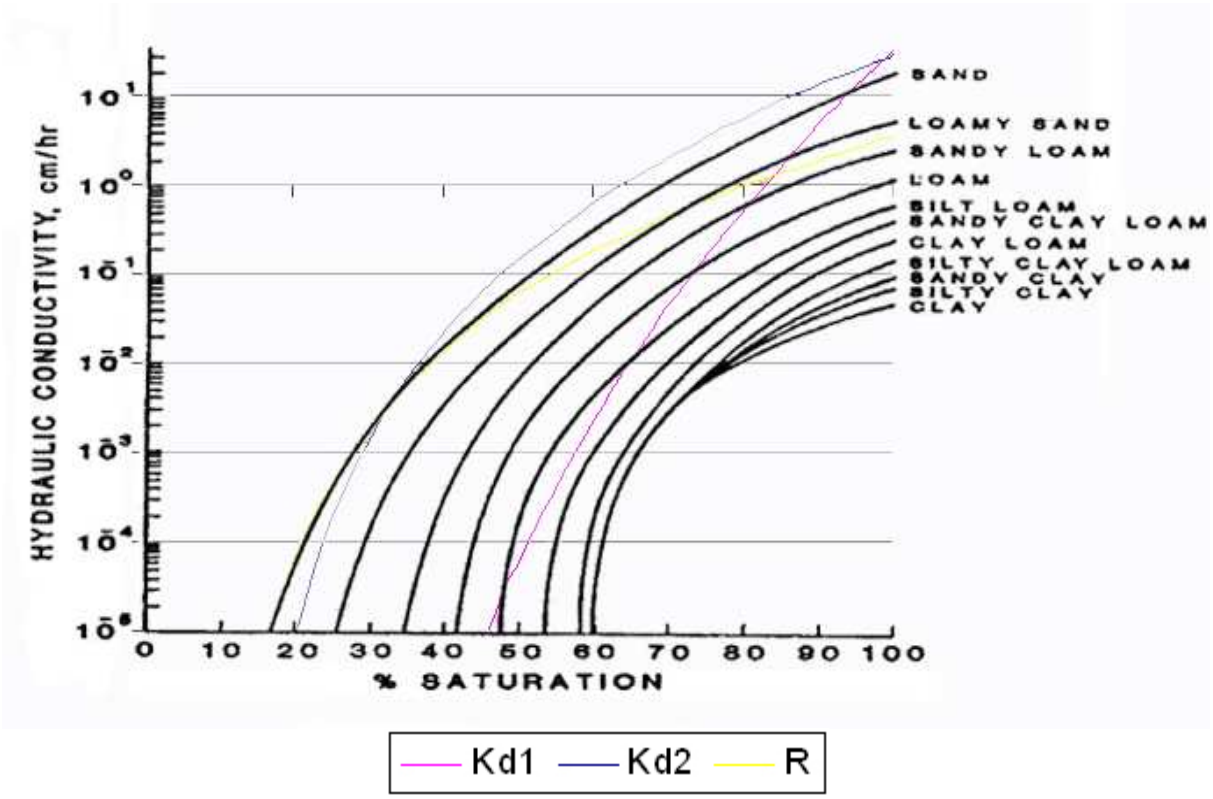


Figure 21 Conductivité hydraulique en fonction de la saturation courbes théoriques d'après Rawls et Brakensiek (1989) et courbes obtenues pour les sites K_{d1}, K_{d2} et R.

Les courbes tracées pour K_{d1}, K_{d2} et R à partir des valeurs du tableau 1 sont assez éloignées de ce à quoi l'on pouvait s'attendre d'après Rawls et Brakensiek (1989. La courbe K_{d1} est quasiment linéaire et présente une saturation très élevée, même pour des valeurs très faibles de conductivité hydraulique.

K_{d2} ressemble à une courbe que Rawls et Brakensiek décrivent comme un sol sableux. C'est à dire offrant des caractéristiques notamment de K_S différentes du type de sol que nous étudions.

Enfin, la courbe R possède une conductivité hydraulique à saturation moins importante que les deux précédentes. Cette valeur de K_S se rapproche des valeurs attendues pour un sol limono-sableux voire sablo-limoneux. En revanche, le comportement de la courbe pour les faibles saturations se rapproche de celui de la courbe du sol sableux.

Les fortes valeurs de la conductivité hydraulique à saturation décalent nos courbes vers le haut et faussent les résultats.

V. Solution du sol

1. Protocole

Les « Tensionic » décrits précédemment permettent également d'effectuer des prélèvements de la solution du sol aux profondeurs auxquelles se trouvent les céramiques poreuses. Nous avons ainsi la possibilité d'étudier la solution du sol à 25, 50, 75 et 100 cm de profondeurs pour deux sites : K2 et R2.

Dans le « Tensionic » la céramique poreuse permet la diffusion des ions en solution dans le sol. La diffusion est complète au bout de huit à dix jours. Un jeu de capillaires permet alors l'extraction de cette eau et ainsi d'analyser ses teneurs en azote et en phosphore.

Les résultats obtenus doivent être corrigés. En effet, au bout de 8 jours, on peut considérer que l'ensemble de l'eau contenue dans la céramique poreuse est en équilibre chimique avec la solution du sol. Par contre, l'eau des deux capillaires est restée pure. Le faible volume contenue dans la céramique fait que l'influence de la dilution du à l'eau pure n'est pas négligeable.

La céramique poreuse contient en moyenne 12 mL alors que les tubes capillaires contiennent 2 mL d'eau par mètre linéaire. Ainsi pour une canne lysimétrique d'1 m nous sommes en présence de 16 mL d'eau dont seulement 12 mL contribuent aux apports ioniques. La concentration effectivement présente dans la solution du sol est vaut donc 16/12 de la concentration mesurée.

2. Résultats

Notre étude nous a conduit à évaluer les quantités d'azote et de phosphore présentes dans la solution du sol sous la forme d'ammonium NH_4^+, de nitrates (NO_3-NO_2) et d'orthophosphates. Ces mesures ont été réalisées sur des échantillons prélevés le 10/05.

		ammonium ($mgNH_4/L$)	Nitrates (µgN/L)	Phosphates solubles (µgP/L)
K	50	<0,1	6895	21
	75	>0,5	1625	25
	100	<0,01	1143	30
R	50	/	1169	52
	75	/	61	117
	100	/	285	53

Tableau 4 Analyse chimique de la solution du sol

Les quantités prélevées étant trop faibles, nous n'avons pas pu mener à bien les analyse d'azote total.

Nous pouvons penser que dans la solution du sol la quantité d'azote total correspond a peu près à celle de NO_3-NO_2 de la même façon la quantité de PO_4 est assimilable aux quantités de phosphore total.

On remarque, en outre, une forte augmentation des concentrations en azote pour la profondeur 50 cm. Cette augmentation correspond à une teneur en eau faible. De la même façon, le site K présente des concentrations en azote particulièrement élevées. On a remarqué précédemment que ce site était soumis à une humidité plus faible que le site R. Nous pouvons donc expliquer ces différences par une concentration de l'azote entraînée par un assèchement du sol.

3. ICP MS

L'ICP-MS acronyme de l'appellation anglaise "Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer" (spectromètre de masse quadripolaire à source plasma) est un instrument largement utilisé en géochimie pour l'analyse des éléments traces.

L'échantillon à analyser subit d'abord un traitement chimique visant à dissoudre totalement les différents composants qui le constituent. La solution ainsi obtenue est ensuite introduite à l'aide d'une pompe péristaltique dans une chambre de vaporisation où il est transformé en un aérosol de très fines gouttelettes à l'aide d'argon gazeux. L'aérosol ainsi formé est envoyé dans un plasma d'argon à très haute température (entre 6 000 et 10 000 °C), suffisante pour ioniser complètement la plupart des éléments. Un système de vide différentiel accélère les ions du plasma vers un ensemble de lentilles électrostatiques qui extrait les ions chargés positivement et les transporte vers un filtre de masse quadripolaire. Ce filtre de masse transmet seulement les ions présentant un rapport masse sur charge particulier, déterminé en fonction de la fréquence appliquée au quadripôle. Un détecteur d'ions enregistre alors les ions transmis; pour un isotope donné, le nombre d'ions mesuré permet de calculer directement la concentration de l'élément analysé

Le véritable domaine de prédilection de l'ICP-MS quadripolaire est l'analyse multi élémentaire des éléments traces. Cet appareil permet d'analyser en quelques minutes 20 à 30 éléments différents dans les matériaux les plus variés. Il possède par ailleurs une excellente sensibilité.

Les graphiques de la **Figure 22** présentent les résultats des analyses faites sur les échantillons prélevés les 16/05.

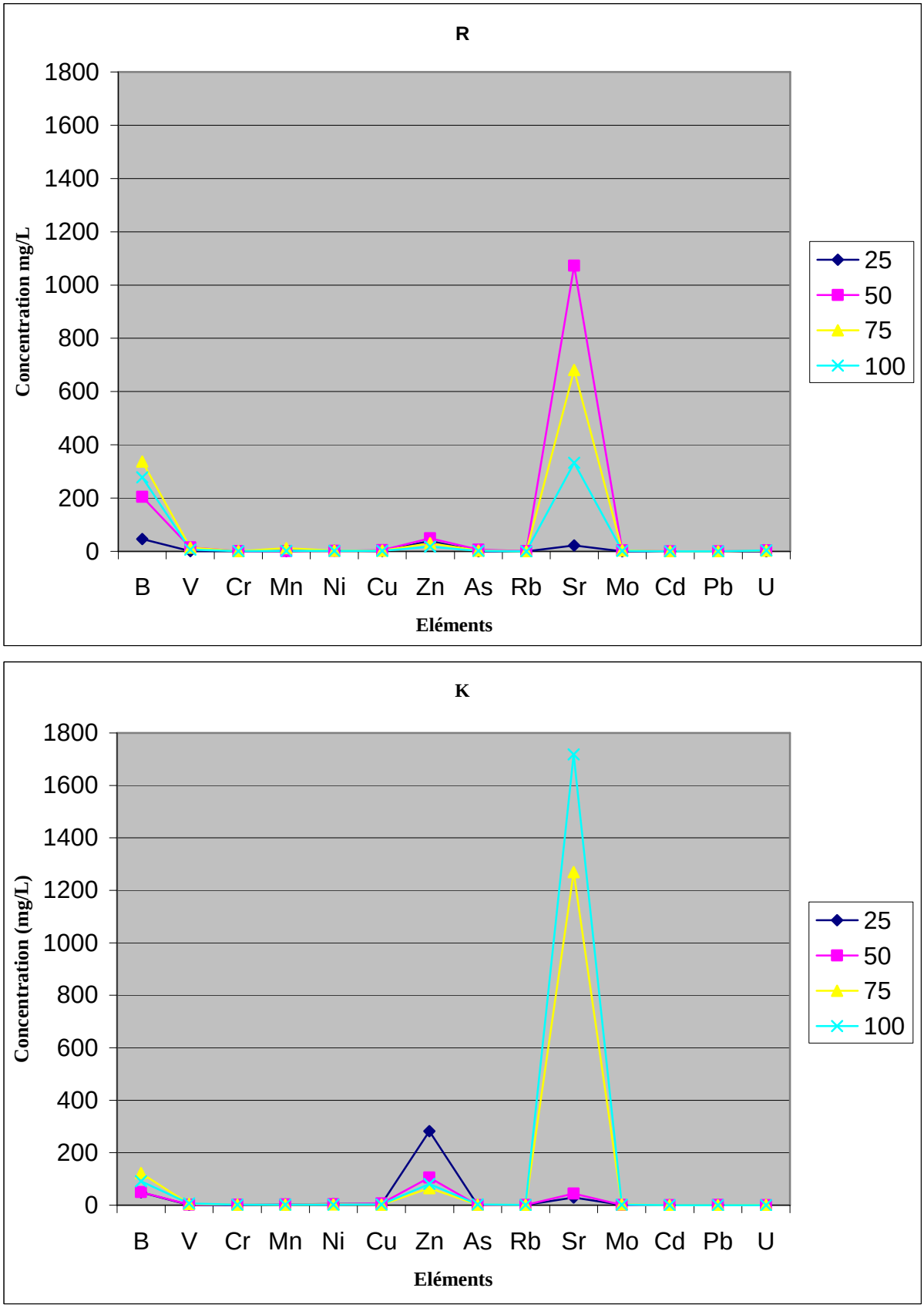


Figure 22 Concentration d'éléments traces à différentes profondeurs dans les sols R et K

Les résultats de l'ICP-MS montrent que ne sont présents parmi les éléments traces testés que le Bore, le Zinc et le Strontium.

Ces trois éléments sont des éléments solubles et, comme pour les résultats des tests sur le phosphore et l'azote, les concentrations présentes sont supérieures dans la solution du sol du site K qui présente des teneurs en eau plus faibles. Les analyses aux différentes profondeurs sont par ailleurs difficiles à interpréter du fait des variations de concentration d'un élément à l'autre.

Conclusion

Le but de cette étude était de caractériser le fonctionnement hydrique des sols agricoles d'un bassin versant méditerranéen afin de mieux comprendre les processus de ruissellement de surface et leur importance dans la génération des crues de reprise d'étiage lors des fortes précipitations automnales.

L'infiltromètre à disque, les tubes TDR et les cannes tensiométriques nous ont permis de mener une étude couplée de la conductivité hydraulique, de l'humidité et de la succion du sol afin d'obtenir un certain nombre de valeurs numériques ainsi que de déterminer des paramètres pour décrire l'évolution de la conductivité hydraulique et de la teneur en eau en fonction de la succion pour le type de sol étudié.

Nous avons notamment pu établir des valeurs de la conductivité hydraulique à saturation K_S pour les différentes pratiques culturales présentes sur le bassin versant et tenter d'établir une courbe de cette conductivité en fonction de la succion h grâce à plusieurs paramètres dont la charge capillaire critique h_b et le paramètre n qui commande la pente de la courbe.

La comparaison des courbes de Van Genuchten avec les mesures de pression nous a confirmé la qualité de l'évaluation des paramètres K_S, α et n pour le site R et pour le site K_{d1}. Le site présentant un labour très récent entraîne révèle quant à lui des divergences entres les mesures et les courbes ce qui nous laisse à penser que les modèles de Brooks – Corey et Van Genuchten ne traduisent pas convenablement le comportement hydrodynamique du sol du fait de la destruction de la structure du sol.

Les différentes valeurs de paramètres que nous avons évalués divergent pour un certain nombre de raisons.

Tout d'abord pour des raisons structurales. Les sites bénéficiant du labour le plus ancien ou n'étant pas labourés présentent une croûte de battance sur les premiers millimètres de sol qui perturbe la mesure en diminuant la capacité d'infiltration sans pour autant modifier l'humidité et la pression que l'on mesure dans le sol à des profondeurs plus importantes. Par ailleurs, le labour récent entraîne une grande hétérogénéité de la structure du sol mais aussi de la surface du sol qui pose des difficultés de mesures de l'infiltration.

Certaines des inadéquations entre les résultats théoriquement obtenus pour ce type de sol et les coefficient effectivement calculés lors de notre étude sont inérantes à la mise en œuvre des mesures. En effet, pour des raisons pratiques, les tensions, l'humidité et l'infiltration ne pouvaient pas se mesurer exactement au même endroit. Pour des sites particulièrement déstructurés tels K_{d1} voire K_{d2} cette pratique peut avoir une influence sur les résultats. De la même façon, pour un site donné, les différents essais d'infiltrométrie ont été réalisés à quelques mètres les uns des autres ce qui entraîne une incertitude sur les valeurs de conductivité hydraulique obtenues.

Ainsi, sur les sols labourés, les conductivités hydrauliques à saturation ne permettent pas l'apparition de phénomènes de saturation par dépassement de la capacité d'infiltration.

Par contre, avec des valeurs allant de 15 à 30 $mm.h^{-1}$, les terrains non labourés peuvent très facilement être sujets au ruissellement pour les précipitations observées en milieu méditerranéens.

BIBLIOGRAPHIE

Ankeny M.D., Ahmed M., Kaspar T.C. & Horton R., 1991, Simplefield method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, **55**, 467–470.

Angulo-Jaramillo R., Vandervaere J.P., Roulier S., Thony J.L., Gaudet J.P., Vauclin M., 1999, Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers A review and recent developments. *Soil & Tillage Research*, **55**, 1-29.

Boiffin J., Papy F., Eimberck M., 1988. Influence des systèmes de culture sur les risques d'érosion par ruissellement cocentré : I. Analyse des conditions de déclenchement de l'érosion. *Agronomie*, **8 (8)** ,663–673.

Bradford J.M., Ferris J.E., Remley P.A., 1987. Interrill soil erosion processes: I. Effect of surface sealing on infiltration, runoff, and splash detachment. *Soil Science Society of America Journal*, **51**, 1566–1571.

Brooks R.H., Corey C.T., 1964, Hydraulic properties of porous media : Hydrology Paper 3, *Colorado State University*.

Dunne T., Dietrich W.E., 1980. Experimental study of Horton overland flow on tropical hillslopes: 1. Soil conditions, infiltration and frequency of runoff. *Z. Geomorph. N.F., suppl. Bd., Surface runoff and erosion,* **35**, 40–59.

Dunne T., Zhang W., Aubry B.F., 1991, Effects of rainfall, vegetation, and microtopography on infiltration and runoff. *Water Resour. Res.*, **27 (9)** , 2271–2285.

Durand P, Neal M. et Neal C., 1993. Variations in stable oxygen isotope and solute concentrations in small submediterranean montane streams, *J HydmZ.*, **144**, p. 283-290.

Gardner, W.R., 1958, Some steady-state solution of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci*, **85**, 228-232.

Haverkamp R., Ross P.-J., Smetten K.R.J. & Parlange J.-Y., 1994, Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physical based infiltration equation, *Water Resour. Res.*, **30**, 2931–2935.

Marc V., Travi Y. & Pichon A, 1996. Reconnaissance des mécanismes hydrologiques sur un petit bassin versant méditerranéen. Approche par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau, *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **323**, série II a, 57-64.

Mermoud A., Xub D., 2006, Comparative analysis of three methods to generate soil hydraulic functions. *Soil & Tillage Research,* **87**, 89–100.

Mualem, Y., 1976, A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res*., **12**, 513-522.

Mwendera E.J., Feyen J., 1994, Effects of tillage and rainfall on soil surface roughness and properties. *Soil Technol*., **7**, 93–103.

Parlange J.Y., 1972, Theory of water movement in soils : 8. One-dimentional infiltration with constant flux at the surface. *Soil Sci*, **114**, 1-4.

Perroux K.M., White I., 1988, Designs for disk permeameters. *Soil Science Society of America Journal*, **52**, 1205-15.

Philip J.R., 1969, The theory of infiltration, *Adv. Hydrosci.* , **5**, 215–296.

Piñol J., Avila A. et Roda F., 1992, The seasonal variation of streamwater chemistry in three forested Mediterranean catchments, *J. Hydrol.*, **140**, 119.-141.

Poesen J., 1984, The influence of slope angle on infiltration rate and Hortonian overland flow volume. *Z. Geomorphol*., **49**, 117–131.

Quadri M.B., 1993, L'infiltrométrie multi-disques pour la caractérisation hydro-dispersive des sols non saturés : modélisation des transferts et applications. Thèse, Université de Grenoble.

Rawls W.J., Brakensiek D.L., 1989, Estimation of soil water retention and hydraulic properties. *In : Morel-Seytoux H.J. (Ed), Unsaturated Flow in Hydrologic Modelling-Theory and practice. Kluwer Academic Publishers*, 275-300.

Reynolds W.D., Elrick D.E., 1991, Determination of hydraulic conductivity using tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, **55**, 633–639.

Ribolzi O., Moussa R., Gaudu J.C., Vallès V., & Voltz M., 1997, Etude des crues de transition entre période sèche et période humide, par traçage naturel sur un bassin versant méditerranéen cultivé. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **324**, 985-992.

Soderlund R., Svensson B.H., 1976, The global nitrogen cycle. *Ecological bulletins stockholm*, **22**, 23-73.

Valentin, C., Bresson, L.-M., 1992, Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, **55**, 225–245.

Van Genuchten M.T., 1980, A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of America Journal*, **44**, 892–898.

Vandervaere J.-P., Vauclin M., Elrick D., 2000, Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation, *Soil Science Society of America Journal*, **64**, 1263–1272.

Vandervaere J.-P., Vauclin M., Elrick D., 2000, Transient flow from tension infiltrometers. II. Four methods to determine sorptivity and conductivity, *Soil Science Society of America Journal*, **64**, 1272– 1284.

Vandervaere J.-P., 1995, Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse, Université de Grenoble.

Wainwright, J., 1996, Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena*, **26**, 27–47.

Wooding R.A., 1968, Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, **4**, 1259–1273.

Wilson, G.V., Luxmoore, R.J., 1988, Infiltration, macroporosity, and mesoporosity distributions on two forested watersheds. *Soil Science Society of America Journal*, **52**, 329–335.

ANNEXES

Annexe 1 : Valeurs de la conductivité hydraulique en fonction de la succion

R 01/03/2006

Essai 1

h(mm)	K(mm.h^{-1})
59	2,7
41	3,4
30	6,7
20	13,3
10	21,1
6	21,8
0,1	24,8

Essai 2

h(mm)	K(mm.h^{-1})
43,0	14,6
26,0	20,4
18,0	22,1
8,0	32,1
2,0	64,7
0,1	72,3

Essai 3

h(mm)	K(mm.h^{-1})
67	2
51	3
40	7
29	14
22	22
12	40
0,1	72

Essai 4

h(mm)	K(mm.h^{-1})
51	4
40	8
19	17
12	21
5	25
0,1	27

Kg 17/03/2006

Essai 1

h (mm)	K (mm.h^{-1})
51	1,5
43	4,0
31	8,2
19	15,2
10	21,0
0,1	27,8

Essai 2

h (mm)	K (mm.h^{-1})
44	1,9
31	3,1
21	7,8
10	13,3
2	15,0
0,1	15,5

Essai 3

h (mm)	K (mm.h^{-1})
65	0,2
52	0,6
43	1,3
31	3,0
21	5,8
11	9,3
6	13,1
1	16,0
0,1	16,3

S 31/03/2006

Essai 1

h (mm)	K (mm.h^{-1})
92	7
78	10
64	18
55	28
41	57
30	117
20	222
0,1	771

Essai 2

h (mm)	K (mm.h^{-1})
77	47,3
61	73,4
48	130,0
35	248,5
0,1	1245,8

Essai 3

h (mm)	K (mm.h^{-1})
78	51
61	67
46	102
35	131
21	127
0,1	164

K_{d1} 04/04/2006

Essai 1

h (mm)	K ($mm.h^{-1}$)
89	18
75	20
62	23
51	31
40	42
29	56
18	88
0,1	155

Essai 2

h (mm)	K ($mm.h^{-1}$)
71	8,1
59	17,8
46	36,9
35	55,0
25	74,7
17	107,9
12	171,0
0,1	401,2

Essai 3

h (mm)	K ($mm.h^{-1}$)
68	22
50	32
34	51
23	75
14	117
0,1	198

K_{d2} 16/05/2006

Essai 1

h (mm)	K ($mm.h^{-1}$)
76	5,4
62	18,3
50	42,1
39	68,0
26	160,8
13	238,7
8	299,3
1	347,4
0,1	357,9

Essai 2

h (mm)	K ($mm.h^{-1}$)
72	2,3
60	20,9
49	44,7
36	59,4
23	81,5
14	100,3
3	146,1
0,1	157,6

Annexe 2 : Valeurs d'humidité mesuré par TDR (%)

		23/02/2006	01/03/2006	14/03/2006	21/03/2006	28/03/2006	04/04/2006	10/04/2006	18/04/2006	21/04/2006	05/05/2006	10/05/2006	16/05/2006	22/05/2006	19/06/2006	26/06/2006	03/07/2006
Site R1	10	19,2	18,5	18,5	19,8	19,1	18,4	18,6	17,8	17,6	16,8	16,6	16,6	16,8	13,0	12,7	10,9
	20	21,5	21,4	21,6	21,9	21,8	21,0	21,7	20,7	21,3	20,0	19,7	19,75	19,0	15,8	15,4	14,6
	30	19,0	19,0	18,8	18,7	18,9	18,2	18,9	18,8	19,1	17,8	17,5	17,9	17,9	14,6	14,4	14,0
	40	20,9	20,4	20,2	21,3	20,7	20,6	21,6	20,9	21,8	20,8	19,8	21,1	20,9	19,2	19,3	18,2
	50	26,5	25,2	25,9	25,4	26,7	25,5	26,3	27,0	24,7	27,1	24,5	23,95	25,4	24,1	24,2	23,9
	60	30,4	29,7	31,4	32,1	30,1	29,7	30,0	30,4	29,7	30,4	28,6	28,35	29,5	26,0	26,9	26,5
	70	31,5	31,9	32,0	32,2	31,3	30,5	31,6	30,7	31,4	30,6	30,5	30	30,5	28,8	28,0	27,5
	73	31,4	32,2	31,7	31,2	30,8	31,0	31,4	30,5	30,8	31,1	30,7	30,3	30,3	28,8	28,1	27,7
Site R2	10	24,7	23,2	21,65	23,3	24,6	21,2	21,1	18,6	18,5	13,6	16,1	15,95	15,7	12,8	12,3	11,9
	20	26,2	25,0	24,5	24,55	25,5	23,5	24,5	22,8	22,8	20,2	21,1	20,7	19,9	17,0	16,4	15,8
	30	27,1	26,8	25,9	26,6	26,5	25,1	26,4	25,3	25,0	25,1	24,0	23,55	23,5	19,5	18,8	18,3
	40	28,8	28,4	28,0	27,7	27,7	27,5	28,5	26,9	27,6	25,1	26,4	26,45	27,0	23,2	22,9	22,2
	50	32,0	31,4	31,2	31,1	29,5	29,4	30,5	29,4	29,8	28,3	28,6	28,75	29,1	26,6	26,2	25,3
	60	33,2	33,0	33,0	32,75	32,5	31,9	32,5	31,0	31,6	31,2	30,6	30,15	30,8	28,3	27,7	26,9
	70	36,5	35,2	35,6	35,3	34,5	33,2	34,7	33,4	34,1	32,6	33,0	32,25	32,9	30,0	28,9	27,7
	73			35,9	35,8	34,7	34,4	34,9	33,6	34,6	33,7	33,8	32,5	33,2	30,2	29,0	28,4
Site K1	10	22,7	20,8	19,4	21,3	21,1	17,4	17,3	14,9	14,4	13,6	13,2	13,7	13,7	10,2	10,0	8,9
	20	22,1	21,0	19,9	20,6	20,4	18,4	18,5	16,5	16,1	15,8	16,0	15,6	15,9	13,1	12,5	11,9
	30	19,9	20,7	18,8	19,9	19,7	18,1	18,2	16,5	16,9	16,3	16,7	16,3	16,9	14,2	13,5	12,8
	40	20,9	21,2	19,8	19,6	20,0	19,2	19,2	17,9	17,5	17,9	17,8	17,6	17,9	15,8	14,9	14,0
	50	23,8	23,8	22,6	21,9	23,1	21,6	22,0	20,7	21,1	20,8	20,2	20,3	21,2	18,6	17,9	16,0
	60	24,7	23,8	23,3	22,4	23,8	21,8	24,3	22,3	21,9	21,0	22,6	21,4	21,5	20,4	19,6	17,5
	70	24,7	23,1	21,9	22,3	21,3	21,4	21,8	20,0	20,1	21,6	19,6	20,4	20,2	17,8	17,4	15,9
	74	23,9	22,9	22,0	22,1	21,3	20,6	20,7	20,6	20,3	20,1	20,2	19,7	20,0	17,7	17,2	16,1
Site K2	10	25,5	23,2	20,7	23,2	22,9	19,3	17,9	15,7	16,1	14,9	15,3	15	16,1	13,1	12,5	12,2
	20	26,4	24,9	24,0	23,3	24,3	22,1	21,2	19,4	19,7	19,7	19,7	19,45	19,8	17,0	16,1	15,2
	30	27,2	26,6	24,6	24,4	25,6	23,6	23,7	22,8	22,8	21,8	22,3	21,6	22,2	19,0	17,6	16,5
	40	22,4	22,4	20,7	21,0	21,7	19,9	19,8	18,8	19,5	18,7	19,3	18,65	19,2	17,1	16,2	15,1
	50	22,2	21,9	20,4	20,4	20,7	20,3	20,0	19,1	19,5	19,3	19,7	18,65	19,6	17,2	17,0	16,0
	60	25,7	24,4	22,5	22,7	22,4	22,4	22,1	21,2	21,9	22,5	22,0	21,05	21,8	20,1	19,5	18,8
	70	23,7	23,0	21,3	21,9	21,6	21,5	21,7	20,6	20,9	21,1	21,3	20,5	20,2	19,3	19,4	18,0
	76	22,2	21,9	20,9	21,2	20,7	20,6	21,1	20,7	20,9	20,0	20,4	20,05	20,1	19,0	18,8	18,2