

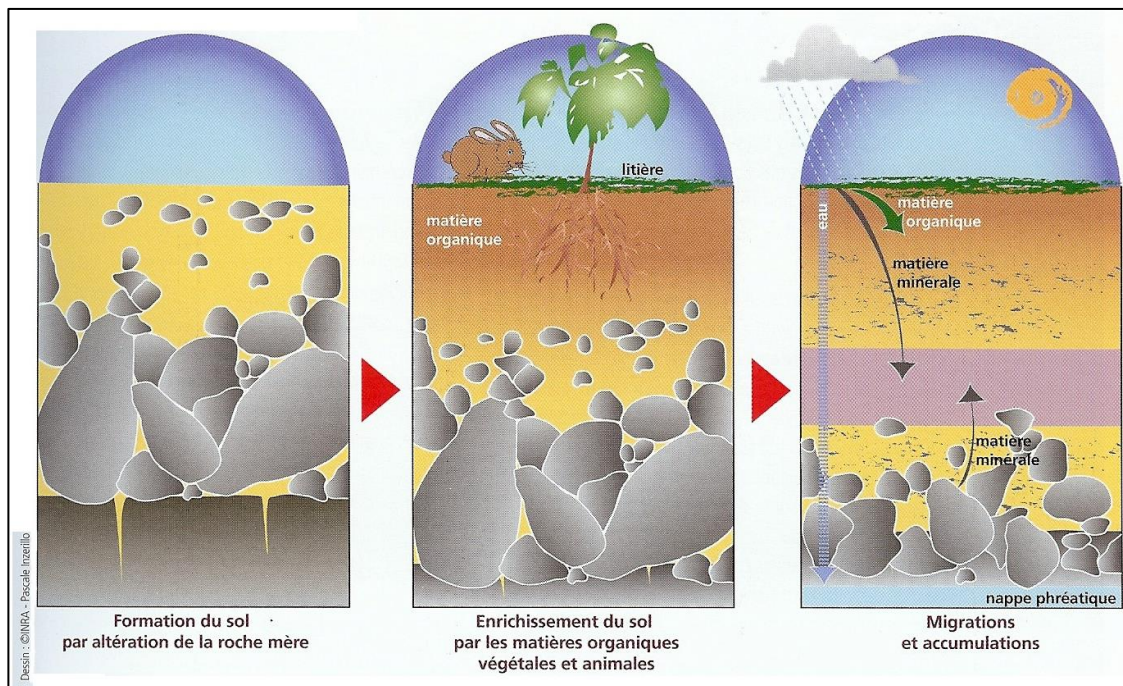
Analyse bibliographique du sol

I.1.Contexte général

I.1.1. Le sol

Le sol se situe à l'interface entre les différentes couches de la Terre : la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère. Les interactions entre ces domaines, qui se déroulent à différentes échelles de temps, combinées aux effets purement climatiques et au relief, sont à l'origine de la formation des sols. En effet, l'eau des précipitations va éroder les roches du substratum, la faune et la flore vont s'implanter, avec en premier les lichens, contribuant à la fracturation des roches qui vont être explorées par la petite faune et les racines de végétaux. L'évolution se poursuit, l'eau s'infiltré dans les fractures augmentant la surface érodée, la faune et la flore poursuivent leur implantation ce qui mène en quelques milliers d'années à la formation des sols. L'eau est un agent principal dans la formation des sols. La figure I – 1 schématise la formation du sol : par l'altération de la roche-mère, puis par l'implantation (favorisée par la présence d'eau) de la faune et de la flore qui vont apporter de la matière organique accélérant ainsi la pédogénèse et enfin la dernière étape schématisée représente un sol formé avec ces principaux constituants. Les sols européens se sont formés pour la plupart après la fin du dernier maximum glaciaire (fin du Pléistocène ~ – 11 000 ans).

Figure I – 1 : Formation des sols (© INRA – Pascale Inzerillo)



De par sa position d'interface entre ces quatre domaines, le sol joue un rôle important dans la répartition des flux de matières et d'énergie. Ainsi, l'eau, les gaz et la chaleur² vont être stockés, transportés selon les capacités de stockage et de transport du sol. Ce rôle est rempli par

² La chaleur est transportée et stockée par la phase solide également.

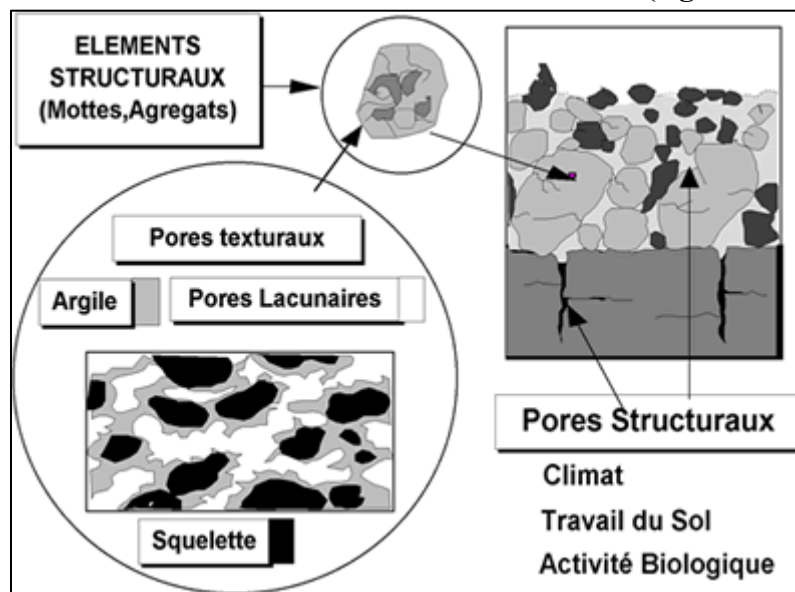
la porosité des sols que l'on définit comme l'ensemble des vides d'un milieu pouvant être occupé par des fluides.

La part relative des processus de stockage vs les processus de transport, ainsi que les vitesses caractéristiques des phénomènes de transport, dépendent fortement de la distribution de taille des pores constituant l'ensemble de la porosité, qui dépend elle-même des constituants élémentaires du sol et de leur organisation spatiale à différentes échelles.

1.1.1.1. La phase solide du sol : constituants élémentaires, texture, structure, squelette, matrice

Le sol est le résultat d'assemblage de particules minérales issues de la roche mère et de molécules organiques issues de la faune et de la flore s'y développant, et de leurs résidus. Ces particules forment le complexe organo-minéral du sol, grâce à des liaisons chimiques entre les macromolécules organiques et les particules minérales qui mènent à la formation d'agrégats. L'assemblage spatial de ces agrégats forme la structure des sols. Le corollaire de la structure est la porosité structurale c'est-à-dire les vides entre les agrégats (fig. I – 2), à laquelle s'ajoute la porosité texturale. Cette dernière résulte de l'agencement microscopique des constituants du sol.

Figure I – 2 : Porosité selon l'échelle d'observation (AgroParisTech)



La structure des sols, et donc la porosité structurale, résulte de leur histoire. Ainsi dans l'horizon de surface des sols agricoles, on peut voir l'impact du travail du sol par des machines agricoles. Si ce travail est exécuté dans de mauvaises conditions, il peut entraîner un tassement du sol et diminuer leur porosité, alors que le but du travail du sol est d'aérer le sol, en créant de la porosité dans les premiers centimètres du sol. Malgré le travail du sol, il est possible de voir les traces de l'activité de la flore et de la faune : restes de galeries de lombrics, zone d'exploration racinaire des plantes qui vont contribuer à l'augmentation de la porosité structurale des sols. La formation de la structure des sols peut aussi être d'origine mécanique ou physique, en effet l'alternance de périodes de sécheresse et d'humectation va conduire, selon

la teneur en minéraux argileux du sol, à des structures prismatiques de plus ou moins grandes tailles (par exemple, apparition de fentes de dessiccation en période sèche). Ces phénomènes se déroulent principalement dans l'horizon de surface des sols agricoles et sous la litière des sols forestiers et peuvent se poursuivre dans la profondeur du profil de sol. Dans la profondeur du profil de sol, il peut subsister par exemple des traces du litage de la roche mère (à condition d'avoir une schistosité apparente), ou encore d'une ancienne phase glaciaire par la présence de marques de cryoturbation (zone montagneuse par exemple).

La matrice de sol n'est pas un assemblage homogène de particules organo-minérales mais est formée d'agrégats constitués de ce qu'on appelle :

- le squelette formé par les fractions de sables et limons ;
- le plasma formé par les fractions organiques et argileuses.

Ces constituants sont assemblés de façon aléatoire et leur répartition spatiale engendre une porosité qui est qualifiée de texturale car fortement dépendante de la texture des sols (nature granulométrique des constituants, c'est-à-dire la proportion de sable, d'argile et de limon).

1.1.1.2. Hétérogénéité spatiale de la structure : dans le profil et avec la pente

La structure varie dans le profil de sols mais dépend principalement de la nature de la roche mère (composition minéralogique, prédominance d'argiles minéralogiques et granulométriques, de silice, de carbonates ...), du contexte climatique (désert, plaine alluviale, zone montagneuse), de l'utilisation du sol (agricole avec ou non un travail du sol ; ou sol forestier), de la pente sur laquelle se trouve le sol. En effet, le facteur « pente » peut engendrer des phénomènes d'érosion des sols en haut d'une pente entraînant des phénomènes de colluvionnement en bas de pente (colluvionnement : apport allochtone de matériaux). La biologie se développant dans le sol va induire des réactions physiques et chimiques modifiant la structure des sols : formation de galeries ou passage de racines, altération des résidus organiques mélangés par la faune du sol. L'ensemble de ces facteurs induit une variabilité spatio-temporelle importante des sols et de leur structure, et donc de la porosité résultante.

1.1.1.3. Les différents systèmes de porosité

La porosité du sol est une phase complexe formée par un continuum de tailles de vides, de formes liées à l'agencement spatial des agrégats. La porosité peut être vue et « découpée » en trois compartiments (fig. I – 2) :

- (1) les pores structuraux qui se trouvent dans la zone inter-agrégat (entre les agrégats et les mottes) que l'on peut appeler : **la macroporosité** ;
- (2) les pores texturaux localisés dans les agrégats (zone intra-agrégat, dans la matrice) appelée : **la microporosité**, que nous appellerons « matrice de sol » par la suite ;
- (3) les pores entre ces deux zones que l'on appelle **la mésoporosité**.

La limite de taille entre les zones est variable selon les auteurs, mais il est couramment admis dans la littérature que la limite de la macroporosité se situe au-dessus de 30 à 50 voire 1000 μm , la limite de la microporosité est couramment placée en dessous de 10 μm , et la mésoporosité se situe entre les deux (Luxmoore, 1981). D'après Brewer (1964), deux grandes gammes de taille de pores peuvent être identifiées d'après l'état physique de l'eau. Les limites

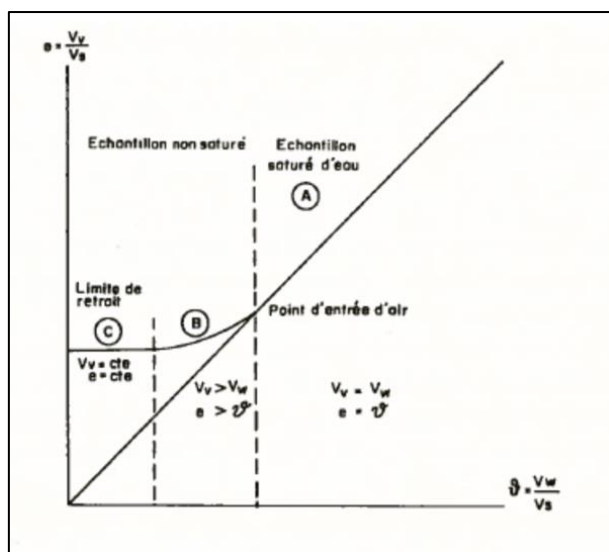
sont globalement (i) macropores : $\phi > 75 \mu\text{m}$ (jusqu'à $> 5\,000 \mu\text{m}$), (ii) micropores : $5 < \phi < 30 \mu\text{m}$.

1.1.1.4. Analyse du système de porosité et de son fonctionnement : la courbe de retrait – Eléments de théorie et de compréhension

La porosité va évoluer au cours du temps selon les conditions hydriques en particulier. Les phases d'hydratation ou de déshydratation du sol peuvent s'accompagner de modifications de la structure à différentes échelles. Les variations volumiques engendrées, l'augmentation ou la diminution du volume de sol, peuvent être mesurées. La courbe de retrait est un outil d'investigation utilisé pour caractériser le phénomène de retrait/gonflement dans les sols. Elle correspond au tracé de la variation du volume d'un échantillon soumis au dessèchement en fonction de sa teneur en eau, depuis un état saturé jusqu'à un état quasi anhydre. La mesure de la courbe de retrait des sols est une mesure physique classiquement réalisée pour l'étude physique des sols (Braudeau, 1987; McGarry, 1987; Braudeau et al., 1999; Boivin et al., 2006)

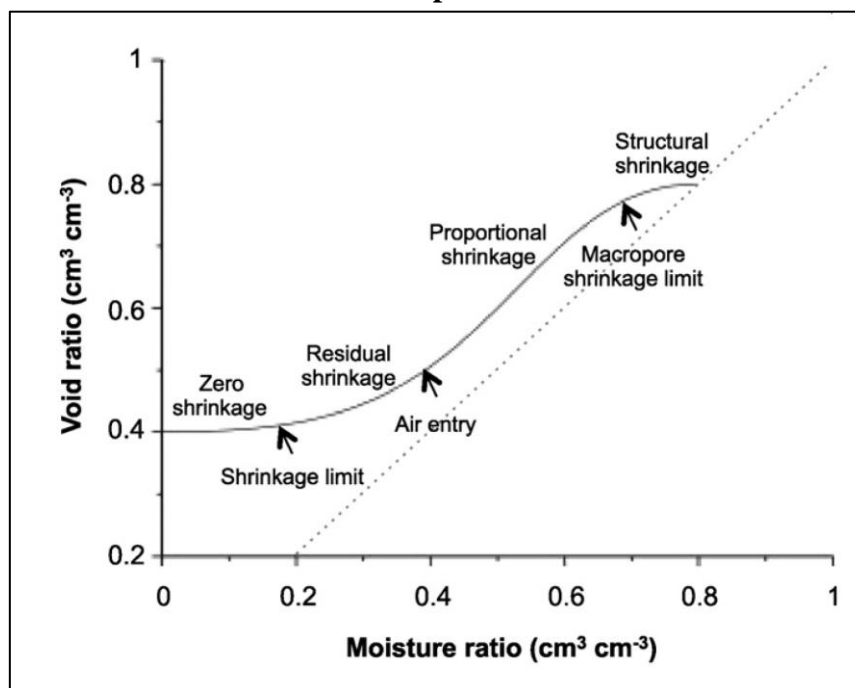
Pour une pâte d'argile, la courbe obtenue a la forme générale suivante et comporte trois phases (figure I – 3). A l'état saturé, la partie A correspond au « retrait principal » où le domaine dans lequel la diminution de la teneur en eau correspond exactement à la diminution du volume des vides de l'échantillon, donc au retrait de l'échantillon. Le système reste saturé et la courbe de retrait est confondue avec la courbe de saturation. Au point d'entrée d'air ou point d'inflexion de la courbe de retrait, début de la partie B, l'eau continue à s'évaporer, mais le retrait des vides (ou déformation du sol) ne compense plus la variation de teneur en eau. L'air pénètre dans la porosité. La désaturation commence, la phase eau n'occupe plus tous les vides. Cependant, elle peut rester continue mais seulement localisée au contact entre les grains solides. C'est le domaine du « retrait résiduel ». Les particules argileuses se réorganisent jusqu'au moment où elles perdent leur capacité de réorganisation et atteignent une variation nulle. La partie C correspond au domaine où la limite de retrait est atteinte. La teneur en eau continue à diminuer mais le volume ne varie plus.

Figure I – 3 : Exemple d'une courbe de retrait d'une pâte d'argile d'après (Tessier, 1984). L'abscisse est un indice de teneur en eau et l'ordonnée est l'indice des vides.



Dans le cas d'un sol réel, la courbe de retrait est différente. Bottinelli et al. (2016) présentent la forme générale d'une courbe de retrait d'un sol réel (figure I – 4). La courbe de retrait se situe au-dessus de la droite de saturation du fait de la présence de la macroporosité. Elle comporte une phase supplémentaire : le retrait structural. Le retrait structural correspond à l'effet combiné et non-linéaire du drainage de la porosité structurale et d'une diminution du rapport volume des vides sur volume des solides. Bottinelli et al. (2016) soulignent que dans la plupart des sols, le drainage de la porosité structurale s'effectue avec un retrait modéré. Dans la phase de retrait dit « proportionnel », le retrait du sol est le plus important avec une pente proche de 1 si le volume d'eau est perdu à la même vitesse que ne décroît le volume des vides. Cependant, des coefficients de pentes très différents ont été trouvés : ils peuvent varier de 0,1 à 4,5. Si la pente est inférieure à 1, les processus supplémentaires sont le développement de fissures et l'ouverture de pores de structure. Dans le cas contraire, la pente est supérieure à 1, les processus de fermeture de macropores préexistants sont présents.

Figure I – 4 : Forme générale de la courbe de retrait d'un sol réel d'après Bottinelli et al. (2016). La courbe de retrait est représentée en trait plein et la droite de saturation en traits pointillés.



1.1.1.5. Rôle de la porosité dans les phénomènes de transport

Un rôle joué par la porosité est le stockage et le transport des fluides et de la chaleur (assurés par la phase solide) dans les premiers décimètres de profondeur voire plus, elle va réguler les apports gazeux et aqueux à la faune et flore vivant dans ce sol. Les phénomènes de transport et de stockage dans la porosité ne sont pas identiques suivant la taille des pores considérée. Ainsi les pores les plus grands vont être naturellement des voies de transport rapide au contraire des pores les plus fins. La quantité de fluide et notamment d'eau s'écoulant dans

le sol par la porosité va dépendre entre autre de la taille des pores. Selon cette taille, on peut grossièrement définir deux cas d'écoulements soit :

- (a) rapide sous l'effet de la **gravité** ;
- (b) lent sous l'effet de la **capillarité**.

La prédominance de la capillarité ou de la gravité dans le contrôle de l'écoulement se fait notamment par le rayon hydraulique des pores (rayon effectif à l'écoulement). En effet, des pores fins (micropores) vont engendrer un écoulement pour lequel la capillarité va dominer sur la gravité et dans les pores plus larges, macropores, la gravité va dominer sur l'effet de la capillarité.

Dans la suite de ce travail nous appellerons « *structure* » : l'ensemble des vides appartenant à la macroporosité.

I.2. Observations et modélisation des écoulements préférentiels

Plusieurs équations régissant les écoulements d'eau dans les milieux poreux existent, leur utilisation se fait selon les conditions de l'écoulement. Ce paragraphe fait un état de l'art sur les modèles existants et présentent les équations utilisées dans ce travail de thèse. Nous abordons également l'outil d'observation non invasif utilisé : la tomographie d'absorption des rayons X.

I.2.1. Modélisation des écoulements préférentiels

L'étude des écoulements d'eau dans les milieux poreux est assez ancienne et occupe les spécialistes depuis la fin du XIX^e siècle : la loi dite de Darcy a été établie en 1856 (Darcy, 1856) et l'équation de Darcy-Richards qui décrit les écoulements dans les milieux poreux homogènes instaurés a été établie en 1931 (Richards, 1931). Cependant, très rapidement est apparue l'idée de la coexistence de différentes vitesses caractéristiques d'écoulement liées à la taille des pores. L'idée que les larges vides du sol drainent rapidement et facilement l'eau, les solutés et les polluants a déjà été rapportée par Schumacher (1864) qui écrit : « ...la perméabilité d'un sol pendant une infiltration est principalement contrôlée par de grands pores, dans lesquels l'eau n'est pas retenue sous l'influence des forces de capillarité ». Deux autres scientifique Lawes and Gilbert (1882) rapportent que : « l'eau de drainage d'un sol peut être de deux types : (1) une eau de pluie qui s'est écoulée dans les canaux ouverts du sol avec peu de changement de composition ou bien (2) de l'eau évacuée des pores d'un sol saturé. ». Hursh (1944) souligne que les écoulements de subsurfaces peuvent être de grands contributeurs aux hydrogrammes de crue dans les zones à fortes capacité d'infiltration. Horton (1942) indique que le ruissellement peut survenir : « à travers un tapis épais d'herbe ou de paille ; à travers une couche de racines de plantes près de la surface du sol et sous la litière forestière ou même dans certains cas à travers un réseau de fissures dans la surface du sol ». Cependant, Horton suggère que de tels écoulements seraient principalement turbulents alors qu'un écoulement véritablement souterrain est surtout laminaire et il a inventé de terme de « ruissellement de surface caché » pour des écoulements aussi rapides à travers ces macropores.

Ces phénomènes d'écoulement sont concomitants, les écoulements gravitaires et capillaires se produisent ensemble selon les conditions initiales et durant l'écoulement, les facteurs principaux contribuant sont :

- (1) la teneur initiale en eau de la matrice de sol (microporosité) ;
- (2) l'intensité de la pluie ;
- (3) la texture du sol (prédominance d'argiles ou non).

Les écoulements rapides sont appelés préférentiels car ils se localisent dans certaines zones du sol : la macroporosité qui peut être qualifiée de « capacité en air ». Cela signifie, en pédologie, la zone qui se draine rapidement après une pluie et un ressuyage du sol de 24h à 48h et qui se remplit d'air à la place de l'eau et il résulte que la matrice de sol est à une teneur en eau qualifiée de « capacité au champ » (notion agronomique définie au chapitre II).

1.2.1.1. Modèles à compartiments

La compréhension et la prédiction des phénomènes d'écoulements préférentiels est nécessaire afin de prévenir les risques potentiels de contamination des eaux souterraines. Cependant de par leur caractère intermittent et rapide, l'observation des écoulements préférentiels est difficile. On ne connaît pas ou très mal les processus physiques à l'œuvre, on ne connaît pas ou mal la part de la macroporosité « active » durant un écoulement, et également les mécanismes d'échanges à l'œuvre à l'interface macropores – matrice (Beven and Germann, 1982; Allaire et al., 2009; Beven and Germann, 2013; Katuwal et al., 2015b) c'est-à-dire la part de la macroporosité qui va conduire l'écoulement d'eau. Un certain nombre de modèles existent pour représenter les écoulements d'eau dans les milieux poreux (Feyen et al., 1998; Šimůnek et al., 2003; Jarvis, 2007; Koehne et al., 2009a). Cependant ce travail de thèse se focalise uniquement sur un modèle à compartiments de porosité : avec la matrice de sol (refermant la microporosité) formant un premier compartiment dans lequel l'écoulement est lent et diffusif, et la macroporosité, en formant un second, dans lequel l'écoulement est rapide et gravitaire. Ces deux compartiments interagissent et permettent de représenter les écoulements dans les sols à l'échelle macroscopique c'est à dire sans une description explicite de la porosité : de l'échelle de la colonne de laboratoire (décimétrique), au profil de sol (pluri-décimétrique).

Les modèles à double porosités reposent sur l'interaction entre deux domaines poreux dans le même volume de sol (Gerke, 2006). Conceptuellement, il peut y avoir une des deux régions porales dans lesquelles l'eau est considérée comme immobile (la matrice) et dans la seconde, l'eau est mobile (la macroporosité ; modèle MIM – Mobile Immobile (Kohne et al., 2004)) ou bien dans les deux compartiments l'eau est mobile : modèle à double perméabilité. Dans le cas d'études sur des sols structurés selon Gerke (2012), il est sans doute plus intéressant de travailler en considérant les processus dans la matrice et la macroporosité avec des propriétés hydrauliques séparées mais en permettant des interactions entre les domaines de porosité vis-à-vis de l'eau et des transports de masse à l'interface entre les deux domaines. La description des domaines de porosité dans le cas d'une modélisation d'écoulement non à l'équilibre requiert une caractérisation des deux domaines : fraction des volumes, propriétés locales des porosités et des paramètres des modèles d'échange de masse.

La complexité d'intégrer les phénomènes d'écoulements préférentiels dans les modèles macroscopiques de transfert de masse réside dans un premier temps, dans le manque de connaissance des processus et de compréhension des mécanismes à l'échelle « microscopiques » qui leur donnent naissance et dans un second temps, dans la méconnaissance des propriétés morphologiques et topologiques de l'espace poral qui les contrôlent. Du point de vue du modèle lui-même, il s'ensuit une difficulté dans (1) la paramétrisation des équations décrivant les écoulements dans les 2 compartiments de porosité, (2) la prise en compte et la paramétrisation des échanges possibles entre les compartiments (échange d'eau entre matrice et macroporosité). Le manque de liens entre les processus physiques réels et la structure « active » durant l'écoulement conduit à déterminer des jeux de paramètres par inversion avec des données expérimentales. Cette approche ne permet pas, pour l'instant et dans le cas général, d'élaborer des modèles génériques, qui par conséquent ont un caractère prédictif réduit.

Par la suite, nous présentons les équations régissant les écoulements lents et rapides utilisées dans ce travail avec plus particulièrement un état de l'art bref sur les équations de l'écoulement rapide.

1.2.1.2. Paramétrisation des équations dans la microporosité : Darcy – Richards

Les équations d'écoulement de fluide dans un milieu poreux insaturé, telles que celles de Darcy – Richards, nécessitent les courbes de conductivité et de rétention de la matrice de sol. De nombreuses méthodes existent pour mesurer expérimentalement ces courbes. Ensuite elles sont modélisées à l'aide des paramètres des modèles de van Genuchten ou d'autres lois (Brook et Corey par exemple).

Plus dans le détail, le modèle de Darcy–Richards est largement utilisé pour décrire l'écoulement d'un fluide dans un milieu poreux non-saturé et homogène pour lequel, à l'échelle d'observation, les coefficients de transport peuvent être définis de façon continue.

La formulation du modèle est la suivante :

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} - K \right) ; \quad [\text{Eq. I.1}]$$

Où C : est la capacité capillaire du sol ($C(h) = \frac{d\theta}{dh}$; la dérivée de la courbe de rétention), θ est la teneur en eau volumique ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$), h est le potentiel matriciel (m) et K est la conductivité hydraulique et z la profondeur.

En conditions de gradient d'écoulement naturel, le fluide s'écoule en régime quasi-stationnaire, ainsi la distribution spatiale du potentiel matriciel est déterminée pour ces conditions et permet de calculer la vitesse du fluide en appliquant la loi de Darcy :

$$q = -K \frac{\partial h}{\partial z} + K \quad [\text{Eq. I.2}]$$

Richards (1931), a travaillé en conditions insaturées imposées par la chute séquentielle de la pression capillaire dans un échantillon utilisant une colonne d'eau suspendue. Ces conditions expérimentales empêchent les écoulements préférentiels dans les pores les plus larges du sol, qui vont être a priori drainés à chaque chute de pression capillaire, ce qu'explique

d'ailleurs Richards : « *Lorsque les conditions de l'équilibre par gravité ... sont satisfaites, la vitesse et l'accélération du liquide capillaire sont à zéro dans tout le domaine, ce qui signifie que la force résultant du gradient de pression est juste à l'équilibre avec la gravité* ». L'équation de Richards n'est donc pas valable dans toutes les conditions au champ, lorsque la pression de l'air dans les sols bien aérés est atmosphérique, le sol présente également des hétérogénéités dans ces caractéristiques propres, et dans les flux soumis aux effets dynamiques (entre autre les écoulements préférentiels). L'équation de Richards s'applique bien dans la gamme des pores à dominance d'écoulement capillaire. Mais l'application de Richards à l'échelle de sols insaturés, hétérogènes, pose des problèmes, notamment car les potentiels capillaires sont rarement à l'équilibre, de telle manière qu'il n'y a pas de conductivité hydraulique homogène (Vauclin, 1987).

En effet, pour certains milieux poreux, dont les sols qui présentent des macropores, les coefficients de transport ne sont plus des champs à variation continue dans l'espace, mais ils présentent des discontinuités abruptes. De ce fait, l'équation de Darcy-Richards n'est plus valable sur l'ensemble du milieu. Les macropores ne sont qu'une faible portion des vides totaux du sol, mais sont dominés par les écoulements rapides (en comparaison à ceux de la matrice microporeuse) pour certaines conditions de l'infiltration. Pour mieux représenter le transfert de l'eau de pluie dans le sol dans ces milieux à double porosité, des modèles couplant Darcy-Richards pour décrire l'écoulement dans la microporosité et des modèles spécifiques pour décrire celui dans la macroporosité ont été conçus (Germann, 1985; Germann and Beven, 1985; Jarvis et al., 1991; Jarvis, 1994).

1.2.1.3. Paramétrisation des équations dans la macroporosité

Les équations régissant l'écoulement macroporeux (par exemple : MACRO, ondes cinématiques dispersives) nécessitent aussi des paramètres qui sont pour la plupart estimés également, car non mesurables. L'estimation peut être faite empiriquement ou à l'aide d'ajustement des paramètres d'un modèle sur une ou plusieurs courbes expérimentales Villholth et al. (1998) Kohne et al. (2004). Jarvis et al. (2007, 2009) ont suggéré l'utilisation de modèles d'inversion ou de fonctions de pédotransfert pour lier les données de la structure des sols entre des données observées et les paramètres des modèles.

Le modèle utilisé dans ce travail afin de représenter les écoulements macroporeux est le modèle des ondes cinématiques dispersives (KDW). Pour un milieu poreux qui, à l'échelle d'observation, montre une distribution continue de taille de vides (millimétrique à centimétrique), l'écoulement peut être décrit par la loi de Stokes, qui découle d'un équilibre entre les forces favorisant l'écoulement (pression et gravité) et les forces favorisant la résistance à l'écoulement (viscosité et friction avec les parois). La prédominance d'une de ces forces sur l'écoulement d'eau va être dépendante de la taille des pores. L'écoulement préférentiel est un phénomène physique se déroulant dans les plus grands pores à prédominance verticale et continue. Germann (1990) et Chen and Wagenet (1992) ont défini deux relations à valeur unique et non-linéaires entre le flux d'eau et la teneur en eau dans ces grands pores (eau mobile). La combinaison de ces relations avec l'équation de continuité a donné le modèle d'onde cinématique (Germann, 1985).

Cependant, ce modèle a tendance à surestimer l'écoulement préférentiel, et des effets dispersifs ont été observés (Di Pietro and Lafolie, 1991; Di Pietro and Germann, 2001). Selon Di Pietro et al. (2003), ces effets d'atténuation du front d'infiltration sont principalement dus à l'écoulement mésoporeux qui peut contribuer à un écoulement préférentiel plus lent (de l'ordre de quelques heures ou jours). Les forces capillaires au sein des mésopores peuvent être assez importantes et de fait l'écoulement préférentiel n'est plus uniquement gravitaire.

Comme déjà évoqué, Luxmoore (1981) classe la porosité des sols selon la taille des pores : trois grandes classes sont définies (1) les micropores : <10 µm, (2) les mésopores entre 10 et 1000 µm et (3) les macropores d'une taille supérieure à 1000 µm. Les méso- et macropores font partis de la porosité drainante mais diffèrent dans l'échelle de temps à laquelle se déroule le drainage, les plus grands macropores vont se vider plus rapidement que les mésopores. Cette classification est arbitraire car les forces de capillarité diminuent graduellement avec l'inverse du rayon équivalent de pore, et la gravité est constante. Les écoulements préférentiels sont instables, à régime transitoire, et avec un équilibre non instantané entre force de friction et gravité (Majda, 1984). En effet, une variation rapide des régimes d'écoulement dans le domaine transitoire peuvent survenir dans les plus grands pores, engendrant un retard d'inertie pour conserver l'équilibre des forces. L'inertie locale de la masse du fluide en mouvement tend à ralentir l'écoulement du fluide et est responsable de l'atténuation de l'onde. La dispersion hydrodynamique résultant de la complexité morphologique et topologique des voies d'écoulement rapides est un autre phénomène qui intervient dans le processus d'atténuation de l'onde.

Une relation théorique entre le taux d'écoulement saturé et la macroporosité peut être dérivée en supposant que l'écoulement macroporeux est analogue à l'écoulement laminaire de Poiseuille à travers des tubes verticaux (Childs, 1969) :

$$Q_s \propto E_{ma}^2 \quad [\text{Ep. I.3}]$$

Où Q_s est la densité de flux saturé des macropores, et E_{ma} est la porosité du système macroporeux. Cependant elle ne prend pas du tout en compte la variabilité du système macroporeux.

Le modèle d'ondes cinématiques dispersives (**K**inematic **D**ispersiv **W**ave) a été développé par Di Pietro et al. (2003) pour décrire l'avancement du front d'infiltration dans un milieu poreux constitué de macropores et de mésopores, où des phénomènes dispersifs peuvent avoir lieu. La matrice est supposée être saturée. La théorie de ce modèle est résumée ci-après.

Soit θ la teneur volumétrique en eau mobile s'écoulant dans la porosité d'un volume V de sol.

On note $\theta_t \equiv \frac{\partial \theta}{\partial t}$, qui est la première dérivée partielle temporelle de la teneur en eau, et q est le flux volumétrique d'eau mobile. Les auteurs supposent que la matrice est entièrement saturée et de fait qu'aucun échange n'existe avec la matrice. La loi de conservation de la masse peut s'écrire :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot q = 0 ; \quad [\text{Eq. I.4}]$$

Si l'on suppose que le flux volumétrique d'eau est une fonction non linéaire de θ et θ_t comme :

$$q = q(\theta, \theta_t) ; \quad [\text{Eq. I.5}]$$

Alors le gradient spatial du flux devient :

$$\nabla \cdot q = c \nabla \theta + v_{\theta} \nabla \theta_t ; \quad [\text{Eq. I.6}]$$

$$\text{Où } c = \left. \frac{\partial q}{\partial \theta} \right|_{\theta_t = \text{constante}} ; \quad \text{et} \quad v_{\theta} = \left. \frac{\partial q}{\partial \theta_t} \right|_{\theta = \text{constante}}$$

Avec : c est la célérité du front d'infiltration (m.s^{-1}) et v_{θ} est la dispersion de ce front (m).

Si l'on suppose que l'écoulement d'eau prédomine dans la direction z et est orienté vers le bas, les équations I.4 et I.6 deviennent respectivement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial z} = 0 ; \quad [\text{Eq. I.7}]$$

Et

$$\frac{\partial q}{\partial z} = c \frac{\partial \theta}{\partial z} + v_{\theta} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z \partial t} ; \quad [\text{Eq. I.8}]$$

Si l'on combine les équations I.7 et I.8 :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + c \frac{\partial \theta}{\partial z} = -v_{\theta} \frac{\partial^2 \theta}{\partial z \partial t} ; \quad [\text{Eq. I.9}]$$

Si l'on utilise $\frac{\partial^2 \theta}{\partial z \partial t} = -\frac{\partial^2 q}{\partial z^2}$; et multipliant par $\partial q / \partial \theta$, l'équation I.9 devient alors :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + c \frac{\partial q}{\partial z} = v_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} ; \quad [\text{Eq. I.10}]$$

$$\text{Où } v_q = c v_{\theta}$$

Les équations I.9 et I.10 représentent les équations de convection-dispersion non linéaires pour θ et q , respectivement. Il est à noter que la forme fonctionnelle de la relation $q(\theta)$ affecte les coefficients hydrodynamiques c , v_q , et v_{θ} , sans modifier la forme des équations différentielles obtenues. Dans Di Pietro et al. (2003), l'accent est porté sur les solutions et l'implication physique de l'équation I.10 du modèle KDW (en flux Eq. I.10) de l'écoulement préférentiel. En effet, ce modèle peut être vu comme une correction du second ordre du modèle purement convectif des ondes cinématiques, en ajoutant une composante dispersive. Il permet donc une meilleure description macroscopique des écoulements préférentiels.

Les deux termes à gauche de l'équation I.10, représentent la dérivée temporelle totale du flux $q(z, t)$ le long de toutes courbes dans le plan (z, t) avec une pente c en tout point de celle-ci. Ces courbes sont appelées les caractéristiques de l'équation différentielle et s'écrivent comme suit :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{dz}{dt} \frac{\partial q}{\partial z} ; \quad [\text{Eq. I.11}]$$

Avec $c = \frac{dz}{dt}$ et lorsque $v_q = 0$, l'équation I.10 peut être réduite en :

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial q}{\partial t} + c(\theta) \frac{\partial q}{\partial z} = 0 ; \quad [\text{Eq. I.12}]$$

La dernière équation (Eq. I.12) est celle du modèle d'onde cinématique largement utilisé en modélisation de la ressource en eau (Singh, 2001). Celle-ci implique que $q(z, t)$ reste constant le long des courbes caractéristiques. Pour les conditions initiales suivantes :

$$q = f(z), t = 0, -\infty < z < \infty ;$$

Le modèle admet un transport continu non-dispersif avec propagation à la vitesse $c(\theta)$ le long des caractéristiques. Si $f(z)$ est une fonction décroissante de z , des discontinuités dues au dépassement d'ondes lentes par des ondes plus rapides peuvent entraîner la propagation d'ondes de choc (Lax, 1972; Whithman, 1974). Germann (1985) a résolu l'équation I.12 pour les conditions initiales et aux limites suivantes :

$$\begin{cases} q(z, t) = q_{in}(t), & z = 0, t > 0 \\ q(z, t) = q_0, & z > 0, t = 0 \end{cases} ;$$

Où $q_{in}(t)$ est l'entrée d'eau de la densité de flux volumétrique q_s et de la durée t_s appliquée en limite libre ($z = 0$). Il suppose que la teneur en flux d'eau mobile est liée : $q = b\theta^a [L.T^{-1}]$ où a et b sont deux coefficients positifs. La solution analytique obtenue indique que ces caractéristiques sont des lignes droites correspondantes à deux ondes de choc évoluant sans propagation. L'une est issue du flux d'application en surface q_s au temps $t = 0$, et la seconde provient du flux nul en surface quand l'application est arrêtée à $t = t_s$ (front de drainage). Il est à noter que le front de drainage est plus rapide que le front d'humectation, ce dernier peut donc être intercepté par le premier. Les hydrogrammes prédits à la base du sol sont schématiquement représentés sur la fig. I – 5, le temps de retard attendu pour l'arrivée des fronts d'humectation et drainage à la profondeur L sont donnés respectivement par :

$\Delta_{t1} = \frac{L}{c_\theta}$ et $\Delta_{t2} = \frac{L}{c_d}$; où les vitesses c_θ et c_d sont celles correspondantes aux q_s et $q = 0$ respectivement. Contrairement aux prévisions faites avec ce modèle, les données expérimentales faites sur les colonnes lysimétriques montrent que la phase d'infiltration de l'hydrogramme présente une dispersion. En effet, lorsque le front avance dans l'espace (z, t) cet effet de dispersion est amplifié ainsi l'approximation cinématique échoue généralement (Di Pietro and Germann, 2001).

Dès lors que $v_q \neq 0$, le terme de second ordre dans la partie droite de l'équation I.10 introduit de la dispersion, et en utilisant l'équation I.11, les auteurs peuvent réécrire l'équation I.10 comme suit :

$$\frac{dq}{dt} = v_q \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} ; \quad [\text{Eq. I.13}]$$

Cette dernière équation montre que le flux q n'est pas constant sur les caractéristiques, et que le taux de variation dépend de v_q et de la variation spatiale ainsi que du gradient de flux. Il a été prouvé (Vanaja et Sachdev, 1992; Gilding et Kersner, 1996) que l'occurrence de limite libre (front ou interface) dans les solutions de ce type d'équation convection-dispersion non linéaire est équivalente à admettre des solutions d'ondes de transport et dispersion. Di Pietro et al. (2003) formulent plusieurs hypothèses afin de résoudre l'équation I.10 permettant de rechercher

les solutions des ondes de transport pour une infiltration dans un milieu poreux avec un réseau drainant et dont la matrice est soit saturée entièrement soit imperméable.

La première hypothèse est de supposer une relation fonctionnelle donnée dans l'équation I.8 est de la forme :

$$q = f(\theta) + g(\theta_t); \quad [\text{Eq. I.14}]$$

Où $f(\theta) = b\theta^a$, et $g(\theta_t) = +v_\theta \left(\frac{\partial\theta}{\partial t}\right)$ et pour lesquels a et b [$L.T^{-1}$] et v_θ [L] sont des réels entiers positifs.

Lors d'essais d'infiltration–drainage réalisés sur plusieurs colonnes de sol, les courbes expérimentales $q(\theta)$ présentent un caractère hystérétique. En effet, les valeurs de q ($=u/us$ sur la fig. I – 6) pour une valeur fixée de θ ($=w$ sur fig. I – 6) deviennent plus petites durant l'infiltration que durant le drainage.

L'hypothèse de Di Pietro et al. (2003) est que des forces d'inerties sont développées pendant les phases transitoires de l'infiltration et du drainage pour contrecarrer l'augmentation (ou la diminution) du moment linéaire. Cette force est proportionnelle au taux d'augmentation (ou diminution) de la teneur en eau et est de zéro lors en régime stationnaire. Le terme correctif $g(\theta_t)$ est proportionnel à la première dérivée temporelle de la teneur en eau, ce terme est négatif lors de l'infiltration (θ augmente), nul en régime stationnaire (θ reste constant), et est positif durant le drainage (θ diminue). Lorsqu'une relation avec la densité de flux comme $q(\theta)$ présente une hystérèse, l'aire entre les courbes montantes et descendantes donnent une estimation correct de la dispersion.

A partir de l'équation I.14 la vitesse du front c , est :

$$c(\theta) = \left. \frac{\partial q}{\partial \theta} \right|_{\theta_t = \text{constante}} = m\theta^n ; \quad [\text{Eq. I.15}]$$

Où $n = a - 1$ et $m = ab$.

$$\text{De plus : } v_q = c v_\theta = m\theta^n v_\theta ; \quad [\text{Eq. I.16}]$$

Figure I – 5 : Hydrogrammes en sortie de colonne de sol (longueur L) prédit avec le modèle d'onde cinématique (Germann (1985) pour une entrée d'eau. Δ_{t1} et Δ_{t2} sont respectivement les temps de retards attendus de l'arrivée du front d'humectation et de drainage, avec c_θ et c_d les vitesses.

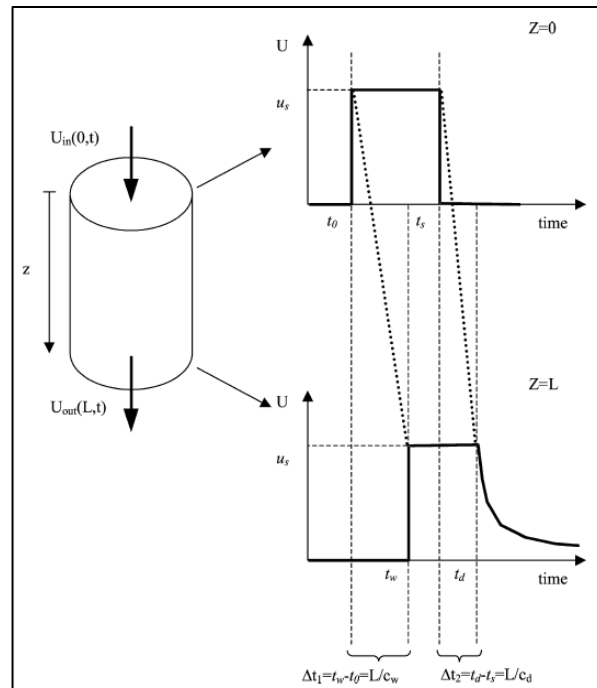
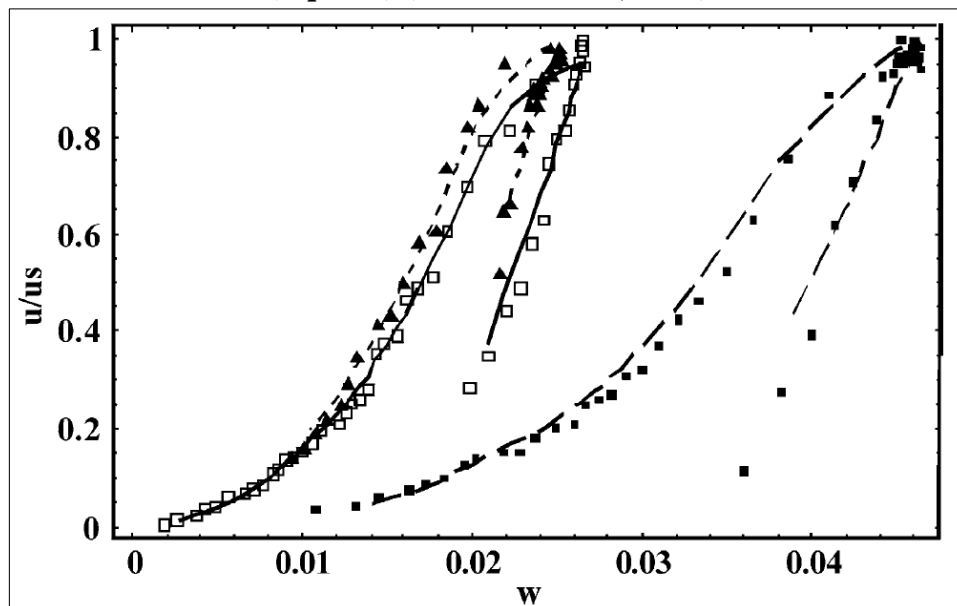


Figure I – 6 : Relation hystérétique entre le flux d'eau (u/u_s) en fonction de la teneur en eau mobile (w) pour trois intensités d'apport d'eau, les symboles sont les expériences, les lignes continues sont les courbes ajustées (Eq. I.14) (Di Pietro et al., 2003)



Selon l'ensemble des hypothèses formulées précédemment, c se réduit à la première approximation de Germann (1985, 1990) ignorant $g(\theta_t)$. En utilisant $\theta = \left(\frac{q}{b}\right)^{1/a}$ et en combinant les équations I.10, I.14 et I.15, les auteurs obtiennent :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + pq^r \frac{\partial q}{\partial z} = v_\theta pq^r \frac{\partial^2 q}{\partial z^2}; \quad [\text{Eq. I.17}]$$

$$\text{Où } p = ab^{1/a} \text{ et } r = \frac{a-1}{a}; \quad [\text{Eq. I.18}]$$

Ainsi le modèle KDW dépend de trois paramètres p, r et v_θ , le premier et second sont la combinaison des paramètres a et b de l'équation I.14, et sont liés avec la vitesse du front du premier ordre cinématique.

Ce modèle est une avancée dans la représentation des écoulements dans les sols. En effet, (Germann, 1985) a énoncé les bases de ce modèle, mais ne prenait pas en compte les effets de dispersion des vitesses du flux d'eau lors de l'écoulement. Di Pietro et al. (2003) a donc développé le modèle **KDW** permettant de décrire l'infiltration et l'écoulement chenalisé dans un sol avec macropores, et surtout de mieux prendre en compte les effets dispersifs.

En parallèle, les auteurs ont réalisés des essais d'infiltration – drainage sur des colonnes présentant des galeries de lombrics. Ces dernières sont représentées en 3D afin d'estimer la relation entre le volume du flux d'eau et la teneur en eau mobile, celle-ci montre une hystérèse. Les données expérimentales ont permis de tester ce modèle, et les auteurs montrent que les hydrogrammes de drainage sont plutôt bien modélisés, pour des apports d'eau variables en surface. Il est à noter cependant que les auteurs de cet article ne prennent pas en compte les échanges ayant lieu entre la macroporosité et la matrice, et que l'une des avancées de ce modèle est de prendre en compte les écoulements matriciels et macroporeux avec un échange possible entre ces domaines.

1.2.1.4. Description et paramétrisation de la fonction d'échange entre macroporosité et matrice

Les échanges d'eau et de matières entre les macropores et la matrice constituent une des difficultés actuelles pour la modélisation des écoulements d'eau dans les sols. Cette difficulté réside dans la définition d'un terme d'échange liant les deux porosités considérées. La description de l'échange possible entre les deux compartiments de porosité est vue dans la littérature selon des équations différentes. Ce paragraphe se propose de faire une revue non exhaustive des termes d'échange matrice – macroporosité des modèles.

Dans un modèle de transfert de flux à double perméabilité comme celui de Gerke et van Genuchten (1993a), il y a une description des propriétés structurales des sols avec des coefficients d'échanges prenant en compte les propriétés de perméabilité et de diffusivité, les propriétés géométriques (taille de bloc matriciel) et de l'interface de ces domaines. Gerke and van Genuchten (1993b) ont évalué analytiquement les paramètres macroscopiques du terme de transfert de masse pour des géométries de blocs matriciels très simples, ce travail a été étendu par la suite à des géométries plus complexes en prenant en compte une relation entre la surface et le volume de bloc matriciel (Gerke and Van Genuchten, 1996). Cependant la méthode de

détermination de ces paramètres, est considérée comme empirique car les méthodes de mesures explicites de ces paramètres n'existent pas ou sont en cours de développement (Koehne et al., 2009b) et de plus ces valeurs de paramètres d'échange de masse peuvent être très sensibles (Gerke and Köhne, 2004) durant la simulation des écoulements préférentiels et de transport dans les sols (Villholth et al., 1998; Gerke et al., 2001; Šimůnek et al., 2003; Gärdenäs et al., 2006).

Gerke (2012) et Gerke et al., (2013) ont formulé des pistes pour prendre en compte les surfaces d'échange au niveau des agrégats en prenant en compte la conductivité hydraulique relative de l'interface macropores – matrice. Cependant, les auteurs ajoutent que conceptuellement les paramètres de transfert de masse peuvent représenter les propriétés structurales des sols le long des voies d'écoulements en intégrant des revêtements argileux limitant les échanges. Ils ajoutent que l'interface peut aussi être caractérisée par : la densité apparente, la distribution des tailles de pores (*Pore Size Distribution*), la teneur et composition de la matière organique et des argiles, ... mais aussi avec d'autres paramètres des macropores pour la prédiction des écoulements d'eau dans les sols variablement saturés incluant : la macroporosité, le nombre de voies d'écoulements, le rayon hydraulique, l'angle des macropores, le nombre de lombrics ayant réussi à passer la semelle de labour, et la profondeur de celle-ci. Le revêtement évoqué peut être argileux et/ou organique, ces matériaux proviennent du déplacement de la faune notamment les lombrics (Kodešová et al., 2011) qui vont couvrir les parois de leurs galeries par des sécrétions organiques. Ces revêtements induisent des modifications de propriétés de la surface des agrégats (Gerke, 2002; Köhne et al., 2002), les propriétés de surface des voies d'écoulements peuvent être différentes de celles de la matrice (Ellerbrock and Gerke, 2004), le recouvrement d'agrégat ou des parois de terriers pourrait modifier la densité de ces zones par rapport à la matrice (Schrader et al., 2007). Cela induit des changements très locaux (à l'échelle millimétrique) des propriétés de surface des macropores modifiant celles des écoulements et du transport conjoint dans ces voies d'écoulements.

Dans la revue de littérature de Šimůnek et al. (2003), les auteurs ont listé et comparé les modèles décrivant les écoulements et transports préférentiels dans la zone non saturée. Ils ont aussi abordé la notion du transfert de masse entre les différents compartiments de porosité définis, et donc leur couplage.

Le premier type de modèle décrivant le transfert de masse entre les 2 régions d'écoulements est un terme d'échange supposant la proportionnalité entre les teneurs en eau effectives des deux régions, en utilisant une équation I.19 du premier ordre :

$$\Gamma_w = \frac{\partial \theta_{mic}}{\partial t} = \omega [S_e^{mac} - S_e^{mic}] \quad [\text{Eq. I.19}]$$

Où θ_{mic} est la teneur en eau de la matrice, ω est un coefficient de proportionnalité du premier ordre (T^{-1}) et S_e^{mac} , S_e^{mic} sont les saturations effectives en eau de la macroporosité (*mac*) et matrice (*mic*) respectivement. Le modèle à double porosité avec un tel terme d'échange ne nécessite que peu de paramètres puisqu'il n'est pas nécessaire de connaître la fonction de rétention de la matrice de façon explicite, mais uniquement ses teneurs en eau à saturation et résiduelle. L'équation 1.19 suppose un transfert proportionnel à la différence de teneur en eau effective plutôt qu'en potentiel (Gerke and van Genuchten, 1993b) ce qui peut donner une description plus réaliste des échanges entre les zones macropores et les zones matricielles car

il requiert peu de paramètres en entrée. L'équation I.19 suppose que les propriétés de rétention d'eau de la matrice et de la macroporosité soient identiques. Ce qui fait dire aux auteurs d'utiliser ce terme d'échange uniquement dans le cas d'un modèle à double porosité.

Dans le cas d'un modèle à double perméabilité tel que MACRO (Jarvis, 1994), le terme d'échange de masse est formulé de façon différente :

$$\Gamma_w = \left(\frac{\beta D_w \gamma_w}{d^2} \right) (\theta_{mic} - \theta_{mac}) \quad [\text{Eq. I.20}]$$

Où θ_{mic} est la teneur en eau de la matrice, θ_{mac} est la teneur en eau de la macroporosité, d est une longueur effective de diffusion (soit la moitié de la largeur d'un agrégat, ou la distance moyenne entre les macropores), β est un facteur de forme dépendant de la géométrie et γ_w est un facteur d'échelle (= 0,4) (Gerke and van Genuchten, 1993b). La diffusion effective, D_w , de l'eau est donnée par la relation suivante et a été aussi utilisée par Larsbo et al. (2005) :

$$D_w = \left(\frac{D_{\theta_{mic}} + D_{\theta_{mac}}}{2} \right) S_e^{mac} \quad [\text{Eq. I.21}]$$

Où $D_{\theta_{mic}}$ et $D_{\theta_{mac}}$ sont les diffusivités en eau des sols à saturation dans la matrice et la macroporosité respectivement. Le paramètre S_e^{mac} est un paramètre décrivant la saturation effective des macropores, il est introduit pour rendre compte d'une surface d'échange à l'interface matrice – macropores variable en fonction de la teneur en eau des macropores. Le paramètre β présente des variations selon la géométrie supposées des agrégats (Van Genuchten and Dalton, 1986). Dans le modèle MACRO, ce paramètre est établi comme égal à 3 pour des agrégats pavés rectangulaires.

Les modèles basés sur les équations I.20 et I.21 sont plus physiques que ceux basés sur l'équation I.19, puisque c'est la teneur en eau matricielle qui contrôle l'échange. Elle est donnée par la différence entre la teneur en eau saturée de la matrice (c'est-à-dire la teneur en eau à l'interface entre matrice et macropores quand ils sont actifs) et la teneur en eau moyenne de la matrice. Cela suppose que durant un échange actif d'eau entre matrice et macropores, la pression d'eau à l'interface atteint instantanément l'équilibre de la pression d'entrée d'eau des macropores. Ce qui est différent que de supposer que la matrice doit être saturée pour engendrer un flux d'eau en direction des macropores et contourner la matrice. L'équation I.20 décrit uniquement un flux d'eau des macropores vers la matrice et jamais dans l'autre sens. Dans le modèle MACRO, la limite entre matrice et macropores est définie par la teneur en eau à saturation de la matrice (θ_{mic}), sa pression équivalente (h_{mic}) et sa conductivité hydraulique à θ_{mic} (ou à h_{mic}) (Jarvis, 1994). L'écoulement depuis la matrice vers les macropores se produit immédiatement dès lors que la teneur en eau de la matrice est supérieure à θ_{mic} (ou le potentiel h devient supérieur à h_{mic}). Il y a alors une sursaturation matricielle et l'eau est dirigée vers les macropores. Cela peut survenir dans le sol et si l'intensité d'infiltration en surface surpasse la capacité d'infiltration de la matrice.

Un autre type de terme d'échange est celui dont le transfert de masse est réalisé grâce à un gradient de pression entre les deux zones porales (Gerke and van Genuchten, 1993a) :

$$\Gamma_w = \alpha_w (h_{mac} - h_{mic}) \quad [\text{Eq. I.22}]$$

Où α_w est le coefficient de transfert de masse de l'eau (*water*). Dans ce cas, il faut définir les courbes de rétention des deux régions porales concernées. Dans le cas d'un sol ayant une géométrie bien définie (homogène en termes de taille, ou de formes géométriques bien connues), un coefficient de transfert de masse de premier ordre peut être défini (Gerke and van Genuchten, 1993b) de la façon suivante :

$$\alpha_w = \frac{\beta}{a^2} K_a \gamma_w \quad [\text{Eq. I.23}]$$

Où : α_w représente le coefficient de transfert d'eau du premier ordre, β est un facteur dépendant de la géométrie des agrégats, a représente la distance (L) entre la matrice (centre du bloc matrice) et le macropore et γ_w est un coefficient empirique (= 0,4). On obtient ainsi une équation identique dans la forme à l'équation I.20 utilisée dans MACRO, la diffusivité (respec. la teneur en eau volumique) étant remplacée par la conductivité hydraulique (respec. le potentiel matriciel). Gerke et van Genuchten ont estimé la conductivité hydraulique effective (K_a) de l'interface macropore – matrice en faisant une simple moyenne arithmétique entre la conductivité hydraulique de la macroporosité ($K_a(h_{mac})$) et celle de la matrice ($K_a(h_{mic})$). Une légère différence entre le terme d'échange de MACRO (Jarvis, 1994) et celui présenté précédemment réside dans la diffusivité effective faisant intervenir le taux de saturation des macropores, alors que cela n'intervient pas dans le calcul de K_a .

L'utilisation de l'équation I.23 implique une géométrie très régulière des macropores (Edwards et al., 1979; Van Genuchten and Dalton, 1986).

On peut dire que les modèles décrits auparavant basés sur des paramètres géométriques sont intéressants. Mais à l'échelle de la parcelle, ils deviennent inutilisables ou peu utilisables car les sols structurés sont généralement constitués d'agrégats et de zones matricielles présentant des tailles et formes très variables. De plus certains paramètres de l'équation I.23 (ou I.20) peuvent ne pas être identifiables de façon directe : β et d . C'est pour cela que Gerke and Van Genuchten (1996) ont suggéré une méthode simple pour dériver ces paramètres pour une géométrie non idéale et/ou de forme mélangée afin d'obtenir une approche plus « macroscopique ».

Les deux approches, basées sur les pressions ou les teneurs en eau, présentent des avantages et des contraintes. La définition des courbes de rétentions dans le cas où l'on travaille avec les teneurs en eau est plus facile qu'en travaillant avec les pressions. L'équation I.22 peut produire des instabilités numériques car c'est le calcul de deux termes très non linéaires et chacun des deux peut devenir extrêmement grand ou petit face au second. L'équation I.20 est, elle plus stable car le terme de diffusivité présente une linéarité plus grande que celle de la conductivité, tandis que les différences de teneurs en eau deviennent rarement extrêmes.

Ces termes d'échanges présentent tous les paramètres géométriques nécessitant une bonne connaissance des géométries des milieux poreux. Cependant, il semble important de souligner que la prise en compte de la géométrie des macropores de façon explicite augmente de manière non négligeable les temps de calculs des modèles. Ainsi le modèle à double perméabilité de Gerke et van Genuchten (1993a) nécessite 16 paramètres pour décrire les écoulements d'eau dans les deux régions porales, par de nombreux paramètres (6) dans les propriétés hydrauliques des deux régions, auxquels il faut ajouter des paramètres de structure.

L'utilisation de l'équation d'ondes cinématiques, décrite au paragraphe précédent, diminue fortement le nombre de paramètres du domaine macroporosité, avec les 6 paramètres de la région matricielle si l'on utilise le modèle de van Genuchten – Mualem (courbe de rétention ou conductivité matricielle) et les paramètres de la macroporosité : la teneur en eau des macropores saturés ($\theta_{mac-sat}$), de la conductivité des macropores b , de l'exposant a , et de la longueur de diffusion d . Selon d'autres combinaisons d'équations, le nombre de paramètres à fixer peut être variable.

L'expérimentation peut permettre de fixer un certain nombre de ces paramètres mais cela concerne surtout les propriétés hydrauliques de la matrice. Ceux restant à déterminer le seront par l'inversion mathématique (Schwartz et al., 2000). Mais parfois les inversions donnent des valeurs de paramètres qui n'ont plus de sens physique (ordres de grandeurs erronés par exemple), ce problème est souvent lié à un manque de données ou à un jeu de données peu adapté pour l'inversion.

Ainsi Katterer et al. (2001) a réussi à estimer les paramètres du modèle MACRO pour des expériences d'infiltration avec soluté en utilisant un modèle à double perméabilité, de même pour Dalla Valle et al. (2017). La qualité de l'inversion dépend du jeu de données utilisé et de la définition du problème mathématique nécessaire à l'inversion (définition des bornes d'intervalle de recherche par exemple).

Dans les sols à structure très développée et/ou argileuse, les modèles prennent en considération la géométrie et la taille des agrégats afin de mieux rendre compte des effets de la structure des sols sur les mouvements de matières notamment des sols argileux (Addiscott, 1984; Jarvis, 1989) sur les mouvements des solutés en prenant en compte explicitement la géométrie et la taille connue des agrégats. Cependant dans l'étude de Jarvis et al. (1991), les auteurs ont choisi une approche implicite de description de la géométrie des agrégats car les sols présentent des géométries très variables, mal ou pas définies, et de toute façon la description reste difficilement quantifiable dans l'état actuel des études (du moins lors de la parution de l'étude de Jarvis et al. (1991)). Ainsi les auteurs ont adapté l'approche empirique au champ de van Genuchten et Wierenga (1976) pour le traitement séparé de l'écoulement d'eau et la diffusion, avec l'introduction d'une expression simple que décrit la prise d'eau par les agrégats dans les sols non saturés, l'expression développée est la suivante :

$$q_w = \beta K_{sat-mac} (1 - S_e^m) (\theta_{mac} \Delta z) \quad [\text{Eq. I.25}]$$

Où : q_w est le flux d'eau, β est un paramètre d'échelle liant la distribution de taille des agrégats et la géométrie des voies d'écoulements ($[L^{-1}]$) et est supposé constant le long du profil de sol, Δz est la profondeur du profil de sol, θ_{mac} est la teneur en eau des macropores [$m^3.m^{-3}$] et S_e^m est le degré de saturation de la matrice, et $K_{sat-mac}$ est la conductivité hydraulique à saturation de la matrice [$m.s^{-1}$].

Le reflux d'eau depuis la matrice vers les macropores est possible à condition que la matrice soit sursaturée dans n'importe quel horizon, dans ce cas, l'eau en excès est conduite vers la macroporosité. L'apparition d'écoulements macroporeux en surface peut survenir en cas d'intensités de pluie supérieures à la capacité d'infiltration de la matrice, et en profondeur si les conductivités hydrauliques de la matrice sont très faibles. Jarvis et al. (1991) ont testé le modèle

MACRO dans des conditions initiales plus ou moins proches de la saturation (matrice saturée), et ont constaté que proche de la saturation l'utilisation d'un modèle à un ou deux compartiments n'influencait que très peu le flux d'eau drainé. Cela semble indiquer que seuls les macropores drainent l'eau dans ce cas et donc qu'un modèle à double compartiment n'est pas forcément le mieux adapté. Dès lors que la teneur en eau initiale de la matrice diminue, la quantité d'eau drainée en dehors du sol est dépendant du modèle à un ou deux compartiments choisi et aussi de la valeur des paramètres notamment le facteur d'échelle (β éq. 1.25). L'une des conclusions de cette étude est le besoin de lier les paramètres d'échelle du transport de soluté et d'écoulement d'eau à des mesures expérimentales avec des descriptions de la structure de sol au champ.

1.2.1.5. En résumé : les modèles de transfert de masse

Depuis le XIX^{ème} siècle, de nombreux auteurs cherchent à mettre en équation l'écoulement de l'eau dans les milieux poreux hétérogènes. Tout d'abord pour des milieux saturés simples (homogène, isotrope et continu) avec Darcy énonçant la première formulation de l'écoulement d'eau. Richards a continué en complexifiant le milieu de validité puisqu'il prend en compte la non saturation du milieu. Cependant, dans le cas de milieux très hétérogènes comme les sols fracturés ou présentant de grandes discontinuités (de porosité) ces équations ne reflètent plus la réalité expérimentale. C'est pourquoi des modèles plus complexes ont été développés, ceux-ci prennent en compte l'hétérogénéité du sol, les conditions de saturation de la matrice, et les échanges ayant lieu entre la matrice et les macropores : MACRO (Jarvis, 1994) ; HYDRUS (Šimůnek et al., 2003) ; KDW (Di Pietro et al., 2003).

Les modèles de doubles ou multiples porosités nécessitent tous des propriétés effectives structurales spécifiques tels que : la géométrie du milieu poreux (forme, taille), la taille de la surface d'interface matrice-macropores, ainsi que ces perméabilités hydrauliques et de diffusivité, mais ce sont des paramètres difficilement quantifiables. En effet les propriétés du système macroporeux sont bien souvent implicitement prises en compte dans les modèles et sont difficilement mesurables. Ils sont pour l'heure estimés par des méthodes d'inversion (Jarvis and Larsbo, 2012) ou bien par l'utilisation de fonctions de pédotransfert (Moeys et al., 2012). Néanmoins, les derniers modèles les plus complexes manquent de lien entre les paramètres structuraux du sol, la teneur en eau initiale de la matrice et le paramètre de taille des éléments structuraux du sol. Ces paramètres ne sont pas constants sur un profil de sol, et pourtant, dans les résolutions numériques ils sont souvent considérés comme identiques sur le profil de sol.

De plus, et comme le souligne Gerke (2006) dans sa revue bibliographique, il subsiste des questionnements sur l'écoulement de l'eau dans les macropores, à savoir si celui-ci est influencé par la gravité et la viscosité du fluide ou si la force de capillarité agit encore sur l'eau. Egalement, une question reste en suspens quant à la conception des modèles eux-mêmes, savoir si les macropores doivent être considérés à part ou si il est préférable de prendre en compte une porosité continue de la matrice de sol vers les voies d'écoulements préférentiels. Il a été constaté également au cours d'expériences, que la vitesse de l'eau dans les macropores issus de racine pouvait être environ 100 fois plus grande que celle dans la matrice de sol, ce qui implique une

transition entre des conditions d'écoulement laminaire à turbulent (Liu et al., 1994). Il reste à savoir comment le prendre en compte dans la modélisation, soit utiliser des modèles complexes tenant compte explicitement de cette transition ou bien des modèles basés sur les principes de Darcy et prenant en considération des paramètres d'écarts de flux laminaire.

La littérature montre que les termes d'échange des modèles à compartiments de porosité / perméabilité sont semblables sur la forme et sur les processus impliqués : avec la prise en compte de la teneur en eau de la matrice (ou du potentiel matriciel), la prise en compte de la saturation effective de la macroporosité, une longueur de diffusion effective entre la matrice et les macropores, et un ou plusieurs facteurs d'échelle. Mais le lien avec la géométrie de la macroporosité est complexe à intégrer et souvent, les paramètres décrivant ce lien sont des paramètres globaux, le plus souvent obtenus par calage ou inversion. Ils permettent de caler le modèle vis-à-vis de données expérimentales elles aussi globales : courbe de percée de l'eau et/ou d'un soluté. L'ensemble de ces caractéristiques ne mènent pas à une intégration des phénomènes complexes liés au processus d'écoulement préférentiel dans les macropores ni à la prise en compte des échanges possibles entre la matrice de sol et l'eau s'écoulant dans les macropores. En effet les jeux de paramètres n'ont pas toujours de sens physique ou bien il est possible d'obtenir plusieurs jeux de paramètres différents donnant des simulations proches.

En conclusion, les différents auteurs insistent qu'une meilleure connaissance des processus d'infiltration en surface et selon les propriétés de la structure des voies d'écoulements apporterait une meilleure compréhension des écoulements à plus grandes échelles. Il s'agit d'améliorer les connaissances du fonctionnement de la macroporosité et de ces interactions avec la matrice afin de mieux paramétrer les équations, et de rendre les modèles plus génériques avec des mesures et/ou estimations de paramètres qui soient déterminées de façon indépendantes. La prise en compte d'échanges entre la matrice et la macroporosité est nécessaire mais reste difficile à intégrer dans les modèles de transfert de masse, de par sa difficile observation.

Par contre, dans son étude, Gerke (2012) montre la possibilité de mesurer des paramètres de la géométrie de la structure de sols complexes de formes et tailles variables à partir d'images faites en tomographie à rayons X. Par ce moyen, il quantifie la surface d'interface entre les deux domaines de porosité ce qui entraîne cependant des incertitudes liées à la forme complexe des macropores. Malgré ces incertitudes, c'est une première tentative dans une démarche nouvelle : à savoir d'intégrer dans le paramétrage d'un modèle de transfert de masse une donnée mesurée de façon indépendante. Cela permet d'utiliser de l'information supplémentaire sur la structure du sol et du réseau de macropores et cela montre l'apport potentiel de l'imagerie pour visualiser et quantifier des paramètres géométriques, afin de mieux contrôler les paramètres d'un modèle ; et peut-être accroître sa généralité.

I.2.2. Utilisation de l'imagerie statique et dynamique dans l'étude des milieux poreux

Les premiers moyens employés pour visualiser la macroporosité des sols et les écoulements macroporeux se sont basés sur des traceurs colorés tels que le bleu de méthylène ou le « bleu brillant (« Brilliant Blue ») (Bouma and Dekker, 1978; Flury and Flühler, 1994; Flury et al., 1994): ce sont des techniques lourdes car destructrices et qui n'apportent qu'une information partielle : en particulier on ne peut pas suivre la dynamique d'écoulement au cours de l'évènement d'apport d'eau, et on ne peut pas faire la différence entre la macroporosité totale et la macroporosité fonctionnelle dans laquelle l'eau s'est écoulée. Plus récemment, les techniques d'imagerie ont permis de lever ces limites.

Une des voies qui peut permettre de visualiser les processus internes d'écoulement est la tomographie d'absorption des rayons X³ qui est une méthode d'observation permettant de voir l'intérieur des objets sans engendrer de perturbation. L'intérêt de cette technique dans les géosciences s'accroît depuis plusieurs décennies, et notamment dans les domaines de recherches concernant les milieux poreux aussi bien dans la recherche géologique (plus précisément pétrolière) que dans le domaine des sciences de l'eau et dans les sciences du sol.

Les sols sont caractérisés par une distribution spatiale et une évolution temporelle des solides (composés organiques et minéraux) et des fluides (l'eau et l'air) qui les composent, à l'intérieur des horizons et le long du profil. Cette constitution hétérogène ainsi que leur histoire (apports d'énergie, apports d'eau, effets de la végétation, de la faune, du travail de sol ...) vont façonner leur structure (voir le paragraphe I.1.1.2.). La grande variabilité structurale des sols rend leur caractérisation structurale particulièrement difficile et complexe, nécessitant d'employer des techniques non invasives.

L'arrivée de la tomographie RX, a permis, dans un premier temps, de visualiser et de caractériser les structures de réseaux de pores, de mieux comprendre les transferts d'eau et de solutés (Taina et al., 2008) s'y déroulant, et également d'étudier les mécanismes régissant les réactions bio-physico-chimiques dans les sols (Capowiez et al., 1998), sans infliger de perturbations importantes aux échantillons investigués.

La revue de (Helliwell et al., 2013) fait un focus sur les 10 dernières années d'utilisation de la tomographie RX pour l'étude visuelle et quantitative des sols. Les dernières avancées en matière d'imagerie (temps d'acquisitions plus courts, meilleures résolutions spatiales...) permettent dorénavant d'aller encore plus loin en fournissant des données pour l'étude et la compréhension de la dynamique des systèmes à l'échelle porale. Les observations tridimensionnelles « microscopiques » de « l'intérieur » des échantillons sont complémentaires aux mesures globales « macroscopiques », par exemple le contrôle des flux en entrée et sortie de colonne. Une avancée permet maintenant de pouvoir découpler et mieux comprendre les divers processus qui sont intégrés par un phénomène macroscopique.

La tomographie RX a montré son intérêt dans les études de la porosité d'échantillon de sol non perturbé ou remanié et contrairement à l'imagerie en résonance magnétique nucléaire, elle est peu affectée par les effets paramagnétiques des éléments du sol. Il est à noter que le principe de l'IRM est différent. L'IRM permet de faire une image 3D de la densité de proton et de leurs propriétés de relaxation quand ils sont soumis à une excitation magnétique spécifique

³ Dans la suite, on utilisera le terme « tomographie RX ».

(séquence IRM). Le signal IRM intègre donc des informations sur la quantité d'eau entière présente dans le volume investigué. Il est relativement complexe car les propriétés de relaxation des protons sont dépendantes de leur proximité aux parois solides, de la présence d'impuretés, ...etc. Par ailleurs, il ne donne pas d'information directe sur la structure et la macroporosité, à moins que cette dernière ne soit saturée d'eau. Un avantage supplémentaire de la tomographie RX est donc accéder directement à la macroporosité du sol et d'obtenir des infos complémentaires sur l'infiltration, comme nous le montrerons. Les études récentes portent sur les changements infra micrométriques dans les agrégats du sol, la structuration des racines et des réseaux de pores (rempli d'eau ou d'air), le suivi de la distribution spatiale de l'eau dans les porosités ce qui permet la mesure directe des changements spatiaux et temporels selon les cycles de développement du sol (Carminati et al., 2009; Sammartino et al., 2012; Bottinelli et al., 2016).

Cette synthèse présente tout d'abord un bref aperçu historique de la tomographie RX, puis de ses principes de fonctionnement, des différents appareils disponibles et des limites d'utilisation. Ensuite, une seconde partie présente plus dans le détail l'utilisation de cette technique dans différentes études en géosciences.

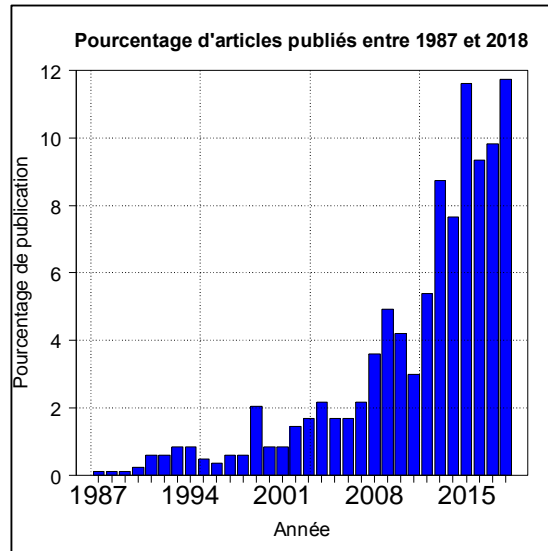
1.2.2.1. Bref aperçu historique

La tomographie RX a d'abord été développée pour être un outil médical de diagnostic rapide (Hounsfield, 1973). Cet outil a été ensuite adapté pour son utilisation dans d'autres disciplines et notamment les sciences du sol. Petrovic et al. (1982) ont été les premiers à l'utiliser dans l'étude de la densité apparente du sol. La relation linéaire observée entre la densité apparente et les coefficients d'atténuation des rayons X a montré l'attrait potentiel de cet outil dans les géosciences. Cela a été un travail fondateur pour les recherches futures, et notamment l'étude de Hainsworth et Aylmore (1983) qui ont étudié le prélèvement d'eau au niveau des racines en relation avec leurs propriétés d'absorption. De plus, la comparaison réalisée entre un scanner médical (donc produit à des fins d'applications médicales) et un scanner à rayon gamma indique pour la première fois, la pertinence d'utiliser les tomographes médicaux dans l'étude des interactions sol-plantes, avec comme application l'étude des variations spatiales de la teneur en eau dans le temps autour des racines. Crestana et al. (1985) ont également montré la dépendance linéaire entre l'atténuation des rayons X et la teneur en eau, permettant « *d'obtenir des informations quantitatives tridimensionnelles reproductibles dans le temps et l'espace de la distribution spatiale de l'eau dans les sols* ». Flannery et al. (1987) ont utilisé un microtomographe RX avec un rayonnement synchrotron comme outil de cartographie et d'exploration de profils d'écoulement dynamiques à une résolution de 2.8 μm .

Par la suite, de la fin des années 1980 jusqu'à aujourd'hui (2018), le nombre d'études utilisant ce type d'outils n'a fait que croître comme le montre le graphique ci-dessous (fig. I – 7) établi à partir de la base de données du Web Of Science (en date du 07 septembre 2018). Ce graphique présente le pourcentage du nombre d'articles publiés chaque année depuis 1987 par rapport au nombre total d'articles publiés entre 1987 et 2018 (soit 835 articles). L'extraction a été faite avec les mots clés suivants : « *X-ray tomography* » et « *soil* ». Les études réalisées utilisent la technique de tomographie RX pour différents objectifs mais l'idée reste identique :

utiliser cet outil pour pouvoir observer l'intérieur de l'objet étudié sans le perturber et pouvoir caractériser des éléments qui restaient inaccessibles jusqu'à présent, comme les porosités, par exemple. Les traitements d'image faits pour obtenir ces informations diffèrent selon les études et leurs objectifs.

Figure I – 7 : Evolution du nombre de publications avec pour topic « X-ray tomography » et « soil ». extraction faite le 7 septembre 2018.



1.2.2.2. Principe de base

La tomographie RX est une technique d'imagerie non invasive qui permet de « voir » l'intérieur d'objets en deux ou trois dimensions. Elle est basée sur l'atténuation d'ondes électromagnétiques dans le domaine des rayons X. Ceux-ci font partie du spectre électromagnétique, ils se situent entre les rayons gamma et les ultra-violets, la longueur d'onde est comprise entre 10 picomètre et 10 nanomètre. L'énergie des photons est comprise entre quelques d'électron-volt (eV) jusqu'à un MeV, toutefois l'imagerie RX utilise des énergies généralement de la dizaine à quelques centaines d'keV. L'idée maitresse de la tomographie RX est qu'une série de radiographies, réalisée sous des angles d'incidences multiples, puisse permettre de reconstruire la structure interne d'un objet ayant des propriétés d'atténuation suffisamment contrastées.

Un tomographe est constitué des trois parties fonctionnelles suivantes : (1) la source de rayons X, tube à rayons X pour les scanners médicaux et les tomographes industriels ou un faisceau de photons dont la géométrie et la gamme d'énergies sont calibrées pour les lignes synchrotron, (2) un champ où se situe l'objet étudié et (3) un détecteur de rayons X. Les rayons émis traversent l'objet, et sont détectés avec une atténuation qui dépend de ses propriétés d'absorption et de diffusion des ondes électromagnétiques (Mooney et al., 2012). On crée ainsi une projection ou radiographie de l'objet sous un angle d'incidence donné dont la distribution des niveaux de gris dépend des propriétés d'atténuation de l'objet. La capacité des matériaux à absorber ou diffuser ces photons est quantifiée par le coefficient linéique d'atténuation (exprimé en m^{-1}). Pour la tomographie RX, le coefficient d'atténuation est principalement contrôlé par 2

processus principaux : l'absorption photoélectrique et la diffusion de Compton (Duliu, 1999; Carlson et al., 2000; Ketcham and Carlson, 2001; Seibert and Boone, 2005).

Pour un matériau homogène, la capacité d'atténuation est liée à la densité du matériau, à la densité d'électrons (numéro atomique) et à l'énergie des rayons X. Pour un matériau hétérogène, chaque microvolume investigué a son propre coefficient d'atténuation linéique. La distribution des coefficients d'atténuation, affichée sur une échelle de niveaux de gris, donne accès à la structure interne de l'objet, dit en contraste d'absorption ou de densité.

L'intégration des valeurs des coefficients d'atténuation de la série de projections réalisées sous des angles d'incidences multiples est la base de la reconstruction tomographique (Taina et al., 2008). Elle est généralement faite par des algorithmes mathématiques de rétroprojections filtrées, qui permettent de reconstruire des coupes tomographiques transversales (Wildenschild et al., 2002 ; Stock, 2008). Chaque coupe, ou slice ou est formée par une unité volumique discrète appelée « voxel⁴ » dont la taille indique la résolution spatiale des images obtenues.

1.2.2.3. Les appareils tomographiques

Les tomographes RX peuvent être regroupés en trois grandes catégories : (i) les tomographes industriels, (ii) les tomographes médicaux et (iii) les lignes tomographiques implantées dans les synchrotrons. La figure I – 8 illustre la géométrie de ces trois catégories :

- (a) représente un tomographe industriel dans lequel la source et le détecteur de rayons X sont fixes et l'objet étudié est en rotation autour d'un axe fixe ;
- (b) représente un tomographe ou scanner médical où l'objet étudié est fixe sur la table du scanner, la source et les détecteurs de rayons X sont en rotation dans l'anneau, pendant l'acquisition. La table du scanner est en mouvement de translation uniforme et passe à travers le champ circulaire créé par le tube en rotation dans l'anneau du scanner : on parle d'un **mode d'acquisition hélicoïdal** ;
- (c) présente un dispositif typique dans les lignes synchrotrons qui ont le même principe de fonctionnement que celui des tomographes industriels. Cependant, ils présentent une différence au niveau de la source émettrice de rayons X qui peut être monochromatique et à rayons parallèles dans le cas des synchrotrons. Elle est plutôt polychromatique et en cône dans le cas des scanners industriels et médicaux.

Au début de l'utilisation des tomographes à des fins de recherche, la plupart des études ont été réalisées avec des scanners médicaux, mais depuis plusieurs années l'utilisation des scanners industriels et des lignes tomographiques synchrotrons est de plus en plus importante.

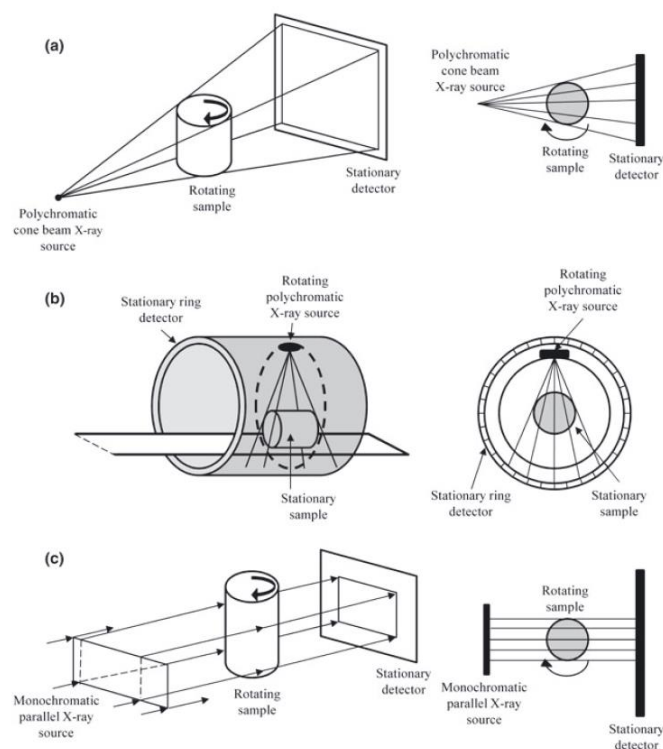
Plus dans le détail, les scanners médicaux et industriels utilisent des tubes à RX dans lesquels les électrons sont accélérés par un champ électrique. Ils sont ensuite freinés dans l'anode, ce qui provoque un rayonnement freinage continu (Bremsstrahlung) qui émet un spectre polychromatique dont une partie de rayons X. L'intensité du courant détermine le flux d'électrons et donc le flux de photons. La tension d'accélération des électrons détermine

⁴ Voxel : *volume element* par opposition à pixel qui est la contraction de *picture element*. Un voxel est l'unité volumique élémentaire des images tomographiques médicales.

l'énergie maximale des photons réémis, soit 125 KeV pour une tension d'accélération de 125 kV. L'énergie moyenne d'un spectre de tube à rayons X est généralement de l'ordre des 2/3 de l'énergie maximale des photons. Les systèmes destinés au domaine médical sont optimisés afin d'obtenir une bonne différenciation des tissus biologiques et de limiter le temps d'exposition du patient, et donc la dose reçue pour une énergie < 125kV, couplé à un détecteur suffisamment puissant (Ketcham and Carlson, 2001). L'échelle des observations médicales est de l'ordre du décimètre ce qui implique une résolution de l'ordre du millimètre.

Dans les synchrotrons, les électrons tournent à une vitesse proche de celle de la lumière, dans l'anneau de stockage de plusieurs centaines de mètre de diamètre (270 m pour celui de l'European Synchrotron Radiation Facility) où règne l'ultravide (10^{-9} mbar). Dans cet anneau, les électrons sont soumis à l'action d'aimants de courbure, d'onduleurs et d'aimants de focalisation. Ils subissent des accélérations et le rayonnement synchrotron est émis pendant leur ralentissement dans un faisceau fin tangentiel à la trajectoire des électrons. Ainsi un synchrotron produit une radiation brillante (100 milliards de fois plus brillante que celle d'un tube), très collimatée, et pour des longueurs d'onde de l'infra-rouge et aux RX durs. Une gamme d'énergie dans la lumière polychromatique est sélectionnée grâce à un monochromateur donnant les moyens d'utiliser des photons monochromatiques. L'intérêt d'utilisation de ce type d'outil est la rapidité d'acquisition d'images, l'intensité de la source permet de réduire les temps de pause par projection, et la possibilité d'avoir une énergie monochromatique ou de travailler à plusieurs énergies. Cela fait des synchrotrons un outil pour l'étude des structures fines (Lehmann et al., 2006), plus d'information sur les synchrotrons voir Spanne and Jones (1994).

Figure I – 8 : Illustrations des catégories de tomographes disponibles avec le fonctionnement de base d'après (Helliwell et al., 2013)



Selon le but de l'étude, le tomographe industriel sera à privilégier si le système étudié est stable ou si sa dynamique est très lente par rapport au temps d'acquisition d'une image 3D ; si l'étude nécessite des acquisitions d'images rapides, c'est-à-dire avec pour objectif de capter la dynamique d'un processus « rapide », alors c'est plutôt le tomographe médical qu'il faut privilégier, mais dans ce cas la résolution des images (taille des voxels) est de plusieurs centaines de micromètres. Sinon, il peut y avoir des approches intermédiaires basées seulement sur l'acquisition de radiographies, qui peuvent être résolues dans l'espace et le temps, mais elles se limitent au 2D. Elles sont limitées à des travaux sur des milieux homogènes.

1.2.2.4. Les artefacts dans les images tomographiques

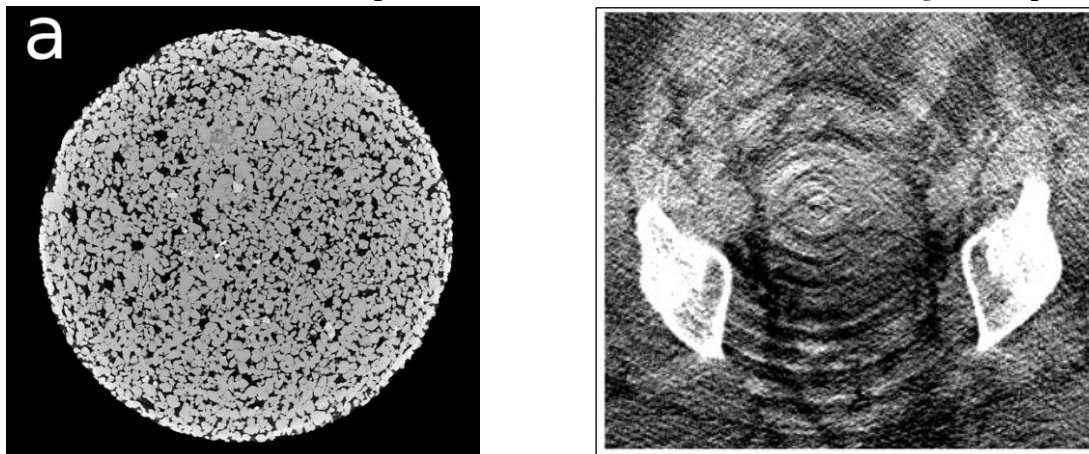
Les images obtenues en tomographie RX peuvent présenter des défauts que l'on nomme artefacts, qui sont soit corrigés en amont de l'étape de caractérisation soit exclus des zones de caractérisation, car ces artefacts perturbent ou empêchent la segmentation des différentes phases du milieu dans ces zones impactées.

Ces artefacts peuvent être sous formes d'anneaux ou de stries...etc (fig. I – 9b), et peuvent compromettre la qualité des détails par un changement artefactuel de la valeur de gris enregistré du matériau. Un phénomène important est connu sous le nom d'artefact à « beam hardening » ou « durcissement du faisceau » (fig. I – 9a). Il résulte de l'augmentation de l'énergie moyenne du faisceau de rayons X lors de la pénétration dans l'échantillon. Les photons de plus faibles énergies sont en effet arrêter les premiers dans le milieu donnant un faisceau moins intense mais avec une énergie moyenne plus élevée. Cet artefact est visible sur les bords extérieurs de l'objet qui apparaissent plus clairs (donc plus denses). Cet artefact est très réduit avec des faisceaux monochromatiques (par exemple une fenêtre d'énergie très étroite dans une ligne synchrotron). Il peut donc être réduit en filtrant le faisceau de rayons X incident en éliminant les photons de plus faibles énergies à l'aide de fines feuilles métalliques (aluminium, cuivre et d'étain) mais cela impacte aussi le temps de d'acquisition. Aujourd'hui, la majorité des logiciels de reconstruction tomographique intègrent la correction de ces artefacts durant le processus de reconstruction de l'image.

Figure I – 9 : Illustration des artefacts

(a) « beam hardening » d'après (Hsieh et al., 2000) (Holt et al., 2014)

(b) artefact en anneau d'après (Boas and Fleischmann, 2012) (image d'un pelvis)

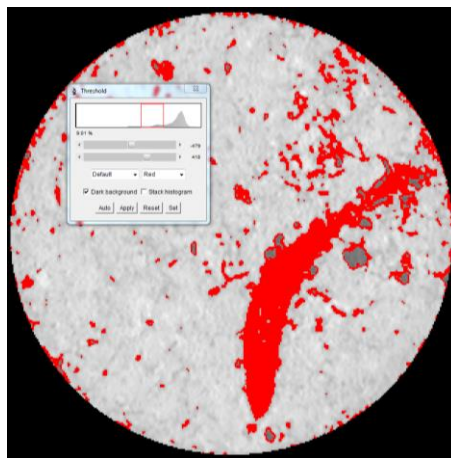


D'autres types d'artéfacts existent, tels que le remplissage partiel de voxels. Si les voxels sont plus grands que les structures élémentaires observées alors l'atténuation d'un voxel est la somme de l'atténuation de chaque structure présente dans le voxel pondérée par son volume. Cela engendre des incertitudes sur le classement des voxels dans les différentes phases.

Des difficultés peuvent également apparaître quand les phases à discriminer ont des atténuations peu différentes. Par exemple, pour la matière organique, les limites entre matières minérales et organiques peuvent être difficiles à établir. Il est difficile de segmenter correctement les réseaux de racine (Mooney et al., 2012), car on cumule des erreurs dues au faible contraste de densité et au remplissage partiel des voxels (voxels hétérogènes) suivant les résolutions spatiales employées. La figure I – 10 illustre la détection des réseaux racinaires la « couleur » de la zone grise cerclée de rouge est comprise entre environ : [-400UH ; +400UH] soit dans l'intervalle correspondant à la « couleur » de l'eau (voir section II.2.2.). Dans le cas illustré figure I – 10 les racines sont de grande taille et leur présence étaient connues donc facilement repérables.

Il est à noter que la taille d'objet minimale détectable avec précision est considérée comme égale à deux (Rogasik et al., 2003) ou trois fois celle de la résolution d'image (Wildenschild et al., 2002). Vogel et al. (2010) souligne qu'un objet ne peut être correctement géométriquement défini que si sa taille est de l'ordre de 5 à 10 voxels (Vogel et al., 2010).

Figure I – 10 : Distinction des réseaux racinaires



1.2.2.5. Utilisation de la tomographie RX en géosciences

1.2.2.5.1. Cartographie minéralogiques

La tomographie RX a permis d'étudier les fractions minérales des sols ou des roches à une résolution assez fine (taille de voxel <math>< 15 \mu\text{m}</math>) (Feeney et al., 2006; Wang et al., 2012). Dans certaines conditions, les tomographes RX peuvent être utilisés pour cartographier la minéralogie des sols à petite échelle ; ainsi que les caractéristiques morphologiques d'un sédiment (Orsi and Anderson, 1995). Géraud et al. (2003) ont pu cartographier la distribution spatiale du quartz, des feldspaths et micas selon leur densité radiologique.

I.2.2.5.2. Analyses des composés organiques

Comme déjà évoquée précédemment, la détection ou segmentation des composés organiques est assez difficile du fait de la valeur du coefficient d'atténuation de la matière organique proche de celle de l'eau, cependant quelques études se sont attelées à trouver une méthodologie afin de pallier à ce manque et notamment dans la détection des racines. L'une des premières conclusions est qu'une seule valeur de seuil entraîne une mauvaise attribution de la phase organique. Ainsi Sleutel et al. (2008) ont surmonté ce problème en scannant un même échantillon avec quatre appareils différents ayant des sources de rayons X différentes et donc différents spectres, des détecteurs de différentes sensibilités mais aussi avec différents filtres à épaisseurs variables. Ainsi, ils ont pu différencier les trois phases : pores, minéraux et matière organiques.

I.2.2.5.3. Quantification des propriétés physiques

La grande différence d'atténuation entre les pores d'un sol et ses composés minéraux a permis le développement de différentes méthodes de quantification de l'évolution temporelle des réseaux de pores sous plusieurs stress environnementaux, par exemple : l'alternance humectation – dessiccation, (Pires et al., 2007; Peth et al., 2010). Les informations sur les variations tridimensionnelles de la structure des réseaux de pores sont déduites à partir des mesures de la morphologie réelle des pores au lieu d'être déduite des mesures de la dynamique des écoulements et des mesures des diamètres de pores (Grevers et al., 1989). La quantification des propriétés de connectivité, de continuité des réseaux de pores dans la matrice de sol est plus adéquate à utiliser ensuite dans un modèle de réseaux de pores (Mooney, 2002).

Cependant, il est à noter qu'au vu de la résolution actuelle des images faites, les structures étudiées jusqu'ici sont assez grandes et les études se concentrent sur la macroporosité (Nunan et al., 2006). Pour cela, Perret et al. (1999) a caractérisé la tortuosité des pores à une résolution de 0,195 x 0,195 x 2 mm. Rogasik et al. (2003) étudient la macroporosité selon différentes pratiques culturales à une échelle spatiale de 0,25 x 0,25 x 1 mm. Actuellement pour obtenir une meilleure résolution, de l'ordre du micron, il est possible d'utiliser un microtomographe. Cependant les objets étudiés dedans sont de tailles assez petites, ce qui peut être limitant si l'on souhaite étudier des processus de transfert à plus grande échelle.

L'analyse des images tomographiques a permis la caractérisation des structures tri-dimensionnelle. Il est fait ci-dessous une brève revue des indices de caractérisation.

I.2.2.5.4. Quantification des propriétés géométriques et topologiques des structures

Comme le soulignait déjà Perrier (1995) : « *Bien que la structure d'un sol soit considérée comme déterminante pour son fonctionnement hydrique, il semble difficile d'établir des liaisons quantitatives rigoureuses entre deux volets, la caractérisation structurale et la caractérisation hydrodynamique ...* ». Cette voie de recherche est bien sûr toujours très active et d'autant plus depuis la démocratisation des moyens d'imagerie qui permettent de caractériser de mieux en mieux la structure du sol, comme la tomographie X (Ketcham and Carlson, 2001; Wildenschild et al., 2002; Ketcham, 2005; Wildenschild and Sheppard, 2013). Il y a plusieurs

approches pour caractériser la structure d'un sol, si l'on s'en tient à l'utilisation d'image 3D de tomographie RX qui est l'information la plus courante maintenant.

Assez peu de mesures sont faites directement sur les images en niveaux de gris. D'une part, car les microtomographes industriels ne sont pas calibrés, par conséquent, les images produites par des tomographes différents ou à des temps éloignés par le même tomographes ne sont pas directement comparables. D'autre part, nous nous intéressons généralement à une phase ou à un type d'objet particulier, qu'il faut séparer du fond, tels que les macropores. Il est cependant possible de caractériser l'hétérogénéité, l'anisotropie et la distance de corrélation qui permet d'aborder la notion de VER (Volume Élémentaire de Référence) représentatif sur les images en niveaux de gris. Nous n'avons pas choisi d'aborder cette notion ici cependant la taille des objets macropores est pluri millimétrique, l'ordre de grandeur de l'écartement moyens entre ces objets est centimétrique la taille des colonnes est décimétrique, ce qui peut assurer une certaine représentativité du volume étudié.

Cependant, notre approche consiste plutôt à imager des structures de sols à partir de colonnes décimétriques, à effectuer des essais d'infiltration et confronter les résultats expérimentaux aux résultats fournis par le modèle d'écoulement avec l'intégration ou non de paramètres de structure provenant des images, plutôt que de vouloir caractériser un sol donné. Les paramètres géométriques pour caractériser la structure des sols à partir d'images binarisées de la macroporosité sont nombreux (Larsbo et al., 2014; Katuwal et al., 2015a; Smet et al., 2018a). Ils caractérisent les objets macropores et les réseaux par des paramètres de tailles, formes, de connectivité et de répartitions spatiales.

Larsbo et al. (2014) ont étudié les relations entre les propriétés géométriques des réseaux macroporeux, les propriétés hydrauliques et les mesures du transport de solutés. Pour cela, ils ont défini un certain nombre de paramètres de la structure macroporeuse aussi bien sur la totalité de la macroporosité que sur la partie connectée (tableau I – 1).

Tableau I – 1 : récapitulatif des paramètres géométriques de Larsbo et al. (2014) et leur définition et implications		
Mesures	Unité	Description – implication
<i>Macroporosité totale</i>		
Macroporosité	[-]	Volume de macroporosité / Volume total de sol
Surface spécifique des macropores	[mm ² .mm ⁻³]	Surface des macropores / volume total de sol
Rayon hydraulique	[mm]	Volume de macropores / Surface spécifique
Epaisseur moyenne de pores	[mm]	Le diamètre de la plus grande sphère pouvant être contenue dans le réseau à chaque voxel
Epaisseur moyenne des agrégats	[mm]	L'épaisseur moyenne des agrégats comme proxy de la largeur des agrégats.
Dimension fractale	[-]	Dimension fractale masse du réseau de macropores est une mesure de l'hétérogénéité de la distribution spatiale de la macroporosité (Peyton et al., 1994; Perret et al., 2003).
Connectivité globale	[-]	L'existence d'un pore connecté en haut et bas du sol
<i>Macroporosité connectée</i>		

Fraction du volume macroporeux	[-]	Fraction du volume totale de macropores occupé par le plus grand macropore connecté.
Épaisseur moyenne du pore	[mm]	L'épaisseur moyenne du plus grand pore connecté
Nombre d'Euler	[-]	Mesure de la connectivité locale.
Diamètre critique du pore	[mm]	Le diamètre le plus petit du plus grand macropore connecté
Tortuosité	[-]	La longueur du chemin rapportée à la hauteur de l'échantillon de sol investigué.

Dans les études de Katuwal et al. (2015a, 2015b) avec pour objectif de comprendre là aussi les liens entre la géométrie des structures macropores aux écoulements dans les sols, ont extrait un certain nombre d'indicateurs de la géométrie :

- La macroporosité (volume et profil selon la profondeur) ;
- La macroporosité limitante du quart de section : la macroporosité du quart de l'échantillon présentant le volume le plus faible ;
- La densité de macroporosité ;
- La densité de branches, de nœuds, de longueur des macropores dérivée de la squelettisation du réseau ;
- La tortuosité moyenne dérivée de la squelettisation du réseau ;
- La connectivité des macropores par Euler – Poincaré
- La taille moyenne des macropores (= épaisseur moyenne des macropores).

Smet et al. (2018) ont étudié la microstructure de 24 échantillons de sols (résolution de 43µm) et investiguer les relations entre les caractéristiques microscopiques des structures et les propriétés hydrauliques : conductivité hydraulique à saturation, perméabilité de l'air et capacité de rétention. Les paramètres de la structure macroporeuse calculés sont les suivants :

- La porosité (%) : ratio de voxels pores par rapport au total de voxels de l'image ;
- La plus grande porosité (%) : part de la porosité composée par au moins 1000 voxels ;
- Nombre de pores (-) ;
- Volume de pores moyen (mm³) : ratio entre le volume total de pores et le nombre de pores ;
- Le volume moyen du plus grand pore (mm³) : le volume du pore représentant 90% du volume total mais seulement 10% du nombre total de pores ;
- Le volume moyen du pore le plus petit (mm³) : le volume du pore représentant 10% du volume total et 90% du nombre total de pores ;
- Portion de pores isolés (%) : ratio du nombre de pore n'ayant pas de connexion avec les autres pores ;
- Portion de porosité isolées (%) : ratio de porosité isolée du reste de la porosité ;
- Nombre moyen de coordination (-) : moyenne du nombre Z qui est le nombre de connexion à un point (Perret et al., 1999) aux pores connectés ;
- Surface moyenne connectée (L⁻¹) : moyenne de $sc = Nc \times \frac{Ac}{Vp}$ où Nc est le nombre de connexion, Ac est la surface moyenne des connexions (L²) et Vp est le volume de pores (L³) ;

- Surface totale connectée (mm^2) : somme des surface des pores connectés ;
- Surface spécifique (m^{-1}) : somme des surfaces spécifiques de chaque pore, c'est le ratio entre la surface de pore et son volume.
- Connectivité globale (-) : somme de chaque volume de pore rapportée au total de volume de pores. Cela mesure la probabilité que deux voxels de pores fassent partis du même pore (Renard and Allard, 2013) ;
- La longueur totale du réseau poral (m, squelettisation) : somme de la longueur des branches ;
- Nombre de branches et de nœuds (-) ;
- Degré de connectivité (-) : ratio entre le nombre de branche sur le nombre de nœuds, si il est négatif alors le milieu est très connecté ;
- Tortuosité globale (m^{-1}) : ratio entre les longueurs de pores effectifs et la plus courte distance entre les deux points extrêmes (Perret et al., 1999) ;
- La dimension fractale (-) : calculé avec l'algorithme « box-counting » de Perret et al. (1999) ;
- Degré d'anisotropie (-) : compris entre 0 (isotropie) et 1 (anisotropie), calculé avec la méthode de longueur moyenne interceptée (Harrigan and Mann, 1984) ;
- Nombre d'Euler (-) : quantifie la connectivité d'un réseau, plus ce nombre est négatif plus le milieu est connecté. ;
- Le nombre d'Euler le plus petit : correspond au nombre d'Euler de la partie la plus connectée du réseau poral.

Ces études montrent que la quantification tridimensionnelle de la structure peut être envisagée par un grand nombre d'indicateurs très souvent liés aux objectifs des études. Les indicateurs générés par les logiciels d'analyses d'image sont très foisonnants, il n'est, par ailleurs, pas toujours aisé de comprendre ce qui est réalisé dans les algorithmes de traitements automatiques.

Les indicateurs globaux utilisés dans cette thèse sont explicités et définis au paragraphe II.2.2.2.5.

1.2.2.6. En résumé : la tomographie d'absorption des rayons X

Les première méthodes d'observations des milieux poreux nécessitaient l'imprégnation de fines sections de roches ou de sol enrésinées et observées au microscope (Singh et al., 1991; Velde et al., 1996; Droogers et al., 1998), ou encore par la réalisation de traçages colorés ou radioactifs des voies d'écoulements (Ersahin et al., 2002; Kjaergaard et al., 2004; Deeks et al., 2008). L'étude fine des sections imprégnées de sols permet une bonne caractérisation dans le plan observé mais déconnecte la compréhension tri-dimensionnelle des propriétés de la porosité et des structures du sol (Moreau et al., 1999). L'imagerie tri-dimensionnelle présente l'intérêt de voir les processus se dérouler dans l'échantillon mais de pouvoir également en tirer des paramètres ou quantification de processus. Cette technique se décline selon plusieurs appareils, chacun répondant à un besoin / question spécifique mais avec ses propres limites. Globalement les limites résident dans les temps d'acquisition, la résolution et la taille de l'échantillon pouvant être imagé. Le choix de l'appareil sera défini par l'objectif de l'étude.

Nous venons de voir l'importance de cette technique dans l'étude de Gerke (2012). D'autres auteurs ont cherché à mesurer sur des acquisitions 3D des paramètres de la macroporosité afin (i) de mieux comprendre les processus d'écoulement et (ii) de les lier aux paramètres des modèles d'écoulement d'eau dans les sols.

Ainsi Perret et al. (1999), Luo et al. (2010), Munkholm et al. (2012) ont utilisé la tomographie RX afin de mesurer la géométrie des macropores de façon 3D et obtenir des informations concernant la variation spatiale de la densité du milieu poral (Císlarová and Votrubová, 2002), tandis que d'autres auteurs ont liés les caractéristiques des macropores vus en imagerie aux fonctions hydrauliques des sols (Luo et al., 2008, 2010b; Naveed et al., 2013). Katuwal et al. (2015b) a réalisé des expériences de lessivage de solutés sur des colonnes de sol imagées en tomographie RX (scanner médical) et a quantifié les caractéristiques classiquement mesurable pour des objets sur des images 3D (macroporosité, densité de longueur, de branche et de nœud, la tortuosité et la connectivité). Ces données sont comparées aux mesures de physique du sol (perméabilité de l'air à -20hPa de potentiel matriciel, et le temps d'arrivée de 5% de la concentration initiale du traceur lessivé).

Ces travaux montrent l'intérêt de l'imagerie 3D mais aussi ses limites tant au niveau de la résolution, que pour des besoins de développement de méthodologies rigoureuses permettant d'extraire les composantes percolantes de la macroporosité de façon normée. Mais aussi la nécessité de s'éloigner de conditions expérimentales « faciles » c'est-à-dire en travaillant avec une matrice de sol proche de la saturation qui ne représente pas des conditions réelles (au champ). En effet, les principales études utilisant l'imagerie 3D pour l'observation et la quantification des porosités se font sur des colonnes de sols non perturbées, avec bien souvent, la matrice de sol à la teneur en eau proche de la saturation. Ceci simplifie le traitement et l'interprétation des images, toute modification de signal enregistré étant attribué à un processus se déroulant dans la macroporosité seule. De plus, la matrice saturée limite les mouvements de retrait et gonflement dans les expériences d'infiltration, ce qui contribue là aussi à simplifier l'analyse des données.

Cependant, il semble être nécessaire de travailler sur des colonnes de sol proches ou non de la saturation matricielle afin de reproduire au mieux les conditions aux champs et aussi de voir les différents processus d'écoulement. On peut en effet supposer que les écoulements vont montrer des différences de processus selon la teneur en eau initiale de la matrice. Il semble donc nécessaire d'ouvrir les horizons expérimentaux afin de mieux couvrir la variabilité des sols et des conditions hydriques réalistes.

I.3. Conclusion de l'analyse bibliographique

L'étude bibliographique réalisée montre que la modélisation des phénomènes d'écoulements préférentiels nécessite des améliorations notamment au niveau du terme d'échange entre les équations régissant les écoulements matriciels et macroporeux. Cette amélioration peut se faire en observant les phénomènes. Pour cela l'imagerie tomographique RX (tomographe médical) permet de visualiser l'intérieur d'un échantillon de sol et d'observer la macroporosité dans laquelle l'eau s'écoule. Pour l'heure, peu d'études ont été réalisées sur des échantillons macroscopiques de sol non perturbés à différents états hydriques initiaux, à

Chapitre I – Analyse bibliographique

l'aide d'expériences d'infiltration – drainage suivies par l'imagerie fonctionnelle quasi 4D, à partir desquelles sont extraits des mesures sur la macroporosité.

Le couplage entre les données expérimentales d'imagerie et la modélisation n'est que très peu représenté dans la littérature. De même, le couplage des équations d'infiltration matricielle et macroporeuse telles que celles présentées, dans ce travail n'a jamais été évalué. Ce travail s'attèle à résoudre ces verrous. Il s'inscrit également dans un contexte méditerranéen de prise en compte du changement climatique futur et des effets potentiels de pluies intenses sur des sols secs.