

**CENTRE NATIONAL
DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**
Centre de Pédologie Biologique
54 500 Vandoeuvre-lès-Nancy

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ, NANCY I
U.F.R. - S.T.M.P.
Groupe de Formation Doctorale
des Sciences de la Terre

THÈSE

**présentée pour l'obtention du grade de
Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy I
en Pédologie**

par

Véronique GOMENDY

**VARIABILITÉS SPATIALE ET TEMPORELLE DES PROPRIÉTÉS
STRUCTURALES ET HYDRIQUES DES HORIZONS DE SURFACE DE
LA COUVERTURE LIMONEUSE DU BASSIN VERSANT D'ORGEVAL
(BRIE)**

Soutenue publiquement le 15 novembre 1996, devant la commission d'examen :

Membres du Jury

Mr. F. BARTOLI, Directeur de recherche au CNRS, Nancy	Examineur
Mr. A. BRUAND, Directeur de recherche à l'INRA, Orléans	Examineur
Mr. A. HERBILLON, Professeur à l'Université Henri Poincaré, Nancy	Président
Mr. M. RIEU, Directeur de recherche à l'ORSTOM, Bondy	Rapporteur
Mr. P. STENGEL, Directeur de recherche à l'INRA, Avignon	Rapporteur
Mr. H. VIVIER, Maître de conférence à l'ENSIC-INPL, Nancy	Examineur

REMERCIEMENTS

Ce travail de thèse a pu être mené à bien grâce au soutien financier du programme **PIREN-Seine** et à une bourse du **Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche**. Mais aussi grâce à la compréhension et à l'aide de **Mr BRAYER** qui a mis à notre disposition l'une de ses parcelles agricoles dans des conditions très favorables.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à Monsieur **A. HERBILLON** pour avoir accepté et encouragé la réalisation de mon travail au *Centre de Pédologie Biologique* et pour avoir bien voulu assurer la présidence du jury lors de la soutenance de cette thèse.

J'exprime également tous mes remerciements à Messieurs **M. RIEU** et **P. STENGEL** pour avoir accepté d'être les rapporteurs de ce travail, malgré des emplois du temps chargés. Messieurs **A. BRUAND** et **H. VIVIER** ont bien voulu examiner et porter un jugement sur cette thèse et je leur en suis particulièrement reconnaissante.

La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans les grandes compétences et l'encadrement scientifique de Monsieur **F. BARTOLI**. Je le remercie très sincèrement pour m'avoir amené à étudier la structure des sols, pour m'avoir fait découvrir leur hétérogénéité et leur complexité et pour le temps qu'il n'a jamais compté. Je lui suis également très reconnaissante pour toutes nos discussions enrichissantes et pour la passion qu'il a de son métier. J'ai beaucoup appris à son contact et j'espère avoir mérité sa confiance.

Je n'oublie pas mes compagnons de l'équipe *Agrégation des sols* du Centre de Pédologie Biologique qui ont pris une part active à la réalisation de ce travail sur le terrain et au laboratoire. **R. PHILIPPY** m'a guidé pour les mesures de désagrégation et je lui dois les photographies en microscopie électronique à transmission. **G. BURTIN** m'a beaucoup aidée lors de l'analyse granulométrique et pour la porosimétrie mercure : son dynamisme et les sujets variés que nous avons abordé ensemble resteront d'excellents souvenirs. **M. DOIRISSE**, l'homme des lames minces, m'a permis d'accéder à la structure intime des sols et a toujours prodigué de judicieux conseils techniques.

Tous les trois ont joué un grand rôle dans le bon déroulement de cette thèse, toujours dans la bonne humeur : ces quatre années passées au sein de leur équipe resteront une expérience très enrichissante.

Mes remerciements s'adressent également à **M. BLOIN** pour ses conseils techniques, sans qui aucune de mes expériences n'aurait pu voir le jour. Il a pris en charge avec efficacité la construction des prototypes de conductivité hydraulique et l'installation des presses de Richard.

De nombreuses personnes ont collaboré à ce travail et il m'est agréable de remercier ici **T. LEVIANDIER**, qui a grandement facilité l'installation de notre site d'étude sur l'un des bassins versants expérimentaux du CEMAGREF et **P. ANSART**, qui nous a apporté une aide très appréciable au cours de nos prélèvements sur le terrain. Certains membres de l'équipe de l'ORSTOM de Bondy ont réalisé les courbes de retrait et je suis particulièrement redevable à **G. BELLIER** et **J. M. DELARIVIÈRE**.

Je tiens également à remercier **M. GURY** pour son aide dans l'expertise des sols et **M. ROYER** pour sa collaboration dans les analyses géostatistiques. **H. VIVIER**, **S. NIQUET**, **B. PECHARD-PRESSON** et **V. LEPETIT** ont apporté leurs compétences lors de la mise au point des algorithmes d'analyse d'image et je leur en suis très reconnaissante.

Ce travail est avant tout le résultat de nombreuses discussions stimulantes avec des I.T.A. et chercheurs en sciences du sol, notamment **N. BIRD**, **M. BROSSARD**, **S. DANIN**, **T. DEXTER**, **B. GÉRARD**, **F. GRAS**, **E. JEANROY**, **D. MERLET**, **E. PERRIER**, **J. M. PORTAL**, **F. TOUTAIN**, **G. VILLEMEN** et **C. WATT** auxquels j'associe **Christiane**, **Jacky** et **Gilbert** du service de reprographie du CRPG.

Je réserve une attention particulière à mes amis étudiants avec qui j'ai travaillé, discuté et refait le monde (et le laboratoire) : **D. ARAN**, **P. BINET**, **C. BITAUD**, **F. BURTIN**, **O. MAITAT**, **L. METZGER**, et **R. NOTIN** ; Mais aussi à ceux qui ont accompagné mon séjour en Lorraine : **Michelle**, **Christiane**, **Selma** et **Etienne**. Je n'oublie pas **Sylvie DOUSSET** pour ses suggestions et nos balades, **Laure** pour m'avoir mijoté de délicieuses tartes aux mirabelles au moment où l'alimentation n'était pas mon principal souci et **Ouafae** pour ses précieux rayons de soleil.

Je tiens aussi à remercier **Pascale** et **Jacques** pour la grande liberté qu'ils m'ont laissée dans le choix de mes études et la curiosité qu'ils ont portée à mes travaux.

Enfin, je remercie **Fabrice** pour son aide et son soutien et j'espère qu'à présent son regard se portera quelques fois vers le sol.

CHAPITRE I

Introduction

I. INTRODUCTION

Les plaines européennes de grandes cultures sont aujourd'hui touchées par des modifications de leur environnement qui entraînent des pollutions et des dégâts économiques importants. On s'inquiète depuis peu de l'érosion de ces sols et de la réduction de leur fertilité (Wicherek 1994). Les pratiques culturales qui se sont développées pour répondre à des besoins croissants de productivité sont à l'origine de l'utilisation d'intrants anthropiques plus ou moins stockés et dégradés dans les sols et qui sont responsables de la pollution des eaux. La modification des pratiques culturales pourrait également être à l'origine des problèmes de crues observés au cours des dernières années. L'étude de la couverture pédologique et de son évolution devient donc une nécessité pour mieux appréhender, modéliser et résoudre les problèmes environnementaux concernant la qualité des sols et des eaux.

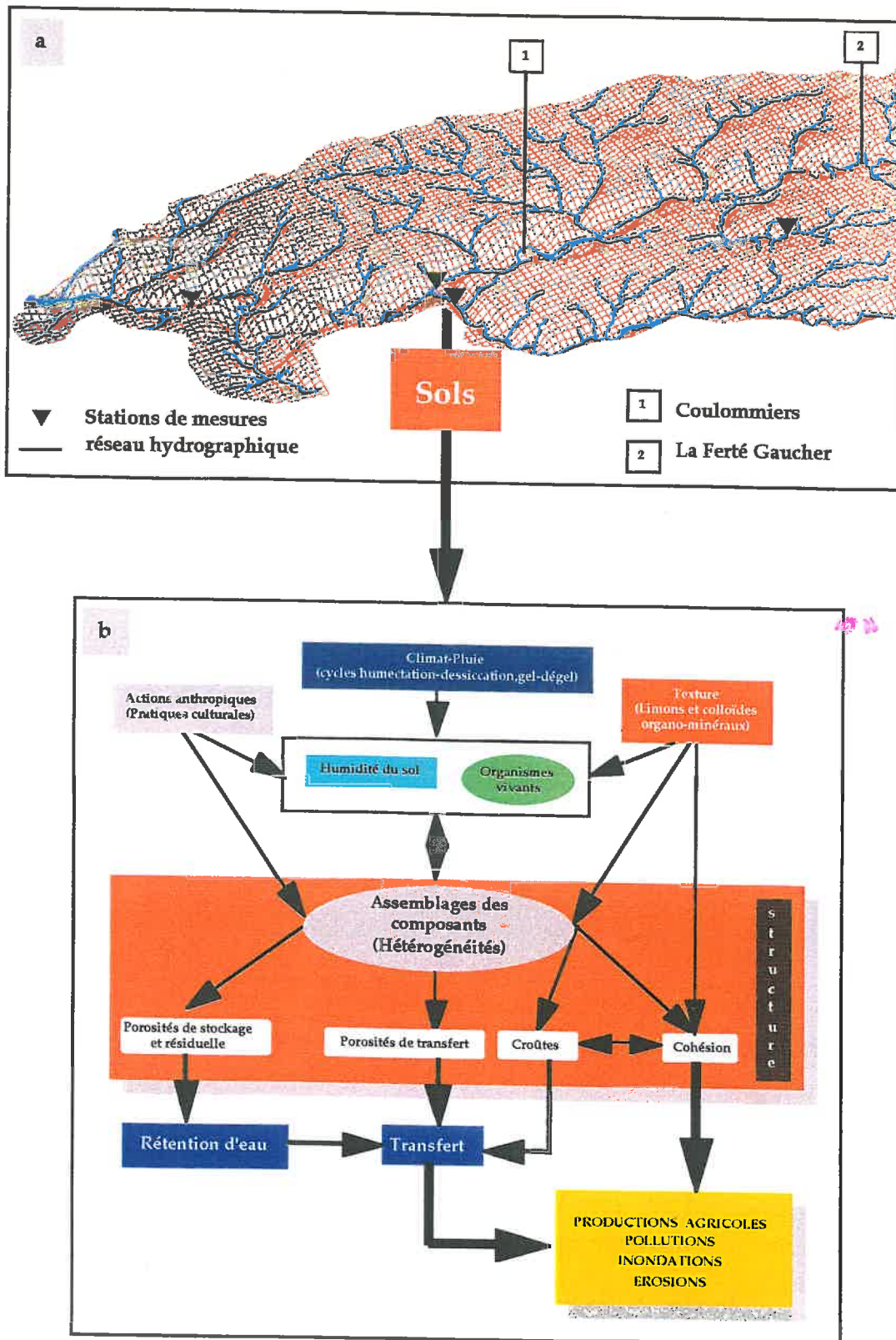
Dans les écosystèmes, les sols cultivés (et tout particulièrement leurs horizons organo-minéraux), sont **des réacteurs physico-chimiques et biologiques** régulés par de nombreux facteurs externes ou internes (fig. I. 1.), notamment :

- les échanges et les interactions dynamiques existant entre les constituants minéraux, les matières organiques, les micro-organismes et l'eau ;
- leurs géométries complexes à différentes échelles ;
- les agents bioclimatiques externes.

Les énergies physico-chimiques ou mécaniques qui en résultent sont à l'origine de leurs organisations structurales emboîtées complexes et de leurs dynamiques.

Ainsi, tout est interactif, cinétique et hétérogène au sein des horizons de surface des agrosystèmes, régulièrement remaniés par les pratiques culturales (Boiffin *et al.* 1990). C'est là aussi que s'effectue l'essentiel des échanges sol-eau- plante, qui se traduisent par une dynamique des états structuraux de ces horizons (Richter 1987), ainsi que de leurs états de surface dont on sait qu'ils jouent un rôle majeur vis-à-vis des processus de ruissellement, d'infiltration et d'érosion (Casenave & Valentin 1989, Boiffin *et al.* 1990).

Figure I. 1. Représentation du bassin versant du Grand Morin en trois dimensions à l'aide d'un modèle numérique de terrain (D. Brunstein, LGP-URA 141 et LISH) et importance de sa couverture pédologique, dont les géométries complexes et leurs dynamiques régulent les transferts.



Les propriétés texturales, structurales et hydriques des couvertures pédologiques peuvent être **organisées dans l'espace** et la caractérisation de cette organisation est nécessaire pour la compréhension, la modélisation et la prévision du fonctionnement des bassins versants. **L'approche pédologique** classique permet de différencier des unités de sols et des horizons dans la couverture pédologique, à partir de profils types et de caractérisations physiques, chimiques et biologiques. Cependant, les valeurs des caractéristiques texturales, structurales et hydriques des sols sont plus ou moins variables et ne sont pas toujours distribuées de manière aléatoire dans l'espace au sein d'une même unité pédologique. **Les géostatistiques** permettent une approche quantitative de la variabilité spatiale des paramètres pédologiques. **La géométrie fractale** utilisée pour caractériser l'hétérogénéité de la distribution des variables dans l'espace permet de compléter les deux approches précédentes.

A ces variabilités spatiales résultant d'un ensemble de phénomènes complexes, se surimpose une **variabilité temporelle**, rythmée par les saisons de culture (printemps-été) et par **les cycles d'humectation et de dessiccation**. Les structures des sols, leurs stabilités structurale et leurs propriétés hydriques évoluent donc dans le temps sous l'influence de facteurs externes, bioclimatiques ou anthropiques (pratiques culturelles). L'intensité de ces modifications est sous le contrôle des caractéristiques internes des sols. Le fonctionnement hydrologique des bassins versants est à la fois régulé par les propriétés structurales et hydriques des sols et leurs dynamiques.

Enfin, la résistance des sols aux agressions naturelles et anthropiques et leurs propriétés hydriques sont en partie dépendantes de leurs modes d'organisation (structures) et de leurs dynamiques temporelles. La modélisation de ces propriétés, notamment hydriques, et de leurs dynamiques passe donc par une meilleure compréhension des liens **qui existent entre les structures et les transferts**.

L'objectif essentiel de cette thèse est d'étudier les caractéristiques géométriques complexes (organisation et connectivité des volumes poreux, lois d'échelles et hétérogénéités de l'organisation des volumes solides et des interfaces solides-pores) des structures et de mettre en évidence leurs relations avec les propriétés hydriques des sols (rétention d'eau) en utilisant l'approche fractale et la théorie de la percolation comme approches physiques unificatrices. Pour cela nous avons suivi l'évolution temporelle de la structure et des propriétés hydriques des sols et leurs organisations spatiales au sein d'un versant d'un bassin agricole.

Les horizons cultivés de surface A_p de la couverture pédologique limoneuse de la Brie sont connus pour être très réactifs aux perturbations externes et sensibles à l'érosion. Ils constituent donc d'excellents modèles d'étude afin d'appréhender les facteurs intervenant sur leur organisation dans l'espace, leur fonctionnement et leur dynamique temporelle. Une revue bibliographique sur ces sols limoneux, leurs propriétés, leur fonctionnement et leur environnement nous permettra de définir tout d'abord le cadre général dans lequel s'insère notre travail (**chapitre II**). Les modes d'échantillonnage, les méthodes et les concepts utilisés seront évoqués au cours du **chapitre III**. La caractérisation des structures et l'étude de leur évolution peuvent être effectuées et appréhendées à partir de différentes méthodes : l'analyse d'image, la porosimétrie par injection de mercure et la rétention d'eau qui sont considérées comme très appropriées en science du sol : nous utiliserons ces trois méthodes et nous en comparerons les résultats (**chapitre V et chapitre VI**).

L'utilisation de la **géométrie fractale** nous permettra ensuite de caractériser de façon unificatrice les **hétérogénéités spatiales** des caractéristiques structurales et hydriques de ces horizons de surface à **différentes échelles d'observation** : depuis l'échelle métrique à hectométrique (approche fractale appliquée aux traitements géostatistiques, **chapitre IV**) jusqu'à l'échelle micrométrique à centimétrique (étude de l'évolution temporelle des propriétés structurales et hydriques des horizons de surface (**chapitre V**) et étude des relations structures-transferts (**chapitre VI**)).

La caractérisation de la variabilité spatiale des propriétés texturales, structurales et hydriques par une approche combinant les outils pédologiques classiques, les géostatistiques et la géométrie fractale est le premier objectif de cette thèse (**chapitre IV**).

Le suivi de l'évolution temporelle de l'organisation des macrostructures et des microstructures des sols, de leur stabilité et de leurs propriétés hydriques, ainsi que l'identification des paramètres régulateurs de ces modifications constituent notre deuxième objectif (**chapitre V**).

Enfin, **les relations entre les paramètres structuraux et l'évolution des propriétés hydriques (la rétention d'eau)** au cours du temps constituent le dernier objectif de cette thèse (**chapitre VI**).

Des conclusions à la fin de chacun des chapitres permettront de synthétiser les résultats obtenus et une conclusion générale (**chapitre VII**) résumera les acquis et les limites de notre travail, ce qui nous amènera à suggérer quelques perspectives de recherche ultérieures.

CHAPITRE II

**La couverture pédologique limoneuse de la
Brie et son environnement : contexte**

II. LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSE DE BRIE ET SON ENVIRONNEMENT : CONTEXTE

II. 1. La Seine et son bassin : de la recherche à la gestion

"Au fil des siècles, mais surtout au cours des dernières décennies, la Seine, comme la plupart des fleuves européens, a vu se dégrader la qualité de ses eaux et de ses paysages. Mais les atteintes à ce patrimoine ne constituent pas une fatalité. Pour renverser cette tendance, il est d'abord nécessaire de comprendre le fonctionnement des systèmes fluviaux anthropisés". C'est par ces phrases que débutent les actes du colloque qui exposent les résultats des travaux appliqués et fondamentaux de plus de 70 chercheurs (d'organismes et de nationalités différentes) qui ont travaillé dans le cadre du Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement de la Seine (Piren-Seine 1989-1993).

L'objectif de ce programme est de mesurer, d'analyser et de modéliser le fonctionnement du "Système Seine" de l'amont à l'aval de Paris, afin de le prévoir et le gérer. Dans ce cadre sont étudiés les principaux facteurs et processus intervenant dans le fonctionnement de ce système complexe, qui intègre les zones agricoles, les zones urbaines et l'hydrosystème hiérarchisé (fig. II. 1.).

Ce programme Piren-Seine, récemment transformé en Groupement De Recherche (GDR) "*Analyse et modélisation des systèmes Fluviaux*" est mis en oeuvre par quatre groupes de recherche dont les thèmes d'étude sont l'estuaire de la Seine, le corridor fluvial, la zone urbaine parisienne et les bassins ruraux situés en amont de Paris :

- le groupe "*estuaire*" étudie la façon dont l'hydrosystème "Seine", en aval de Paris, réagit aux contraintes de la zone estuarienne (phénomènes de marée, mélange avec l'eau de mer, etc...).

- le groupe "*corridor fluvial*" a pour objectifs la connaissance de la dynamique des différents systèmes aquatiques (annexes hydrauliques, nappes et zones humides ripariennes), la modélisation de leur fonctionnement et de leurs interactions en fonction du degré d'ordre des affluents de la Seine, pour en quantifier les impacts et concevoir des aménagements à un niveau global.

Figure II. 1. Le bassin de la Seine et son hydrosystème hiérarchisé (degrés d'ordre de Stralher).

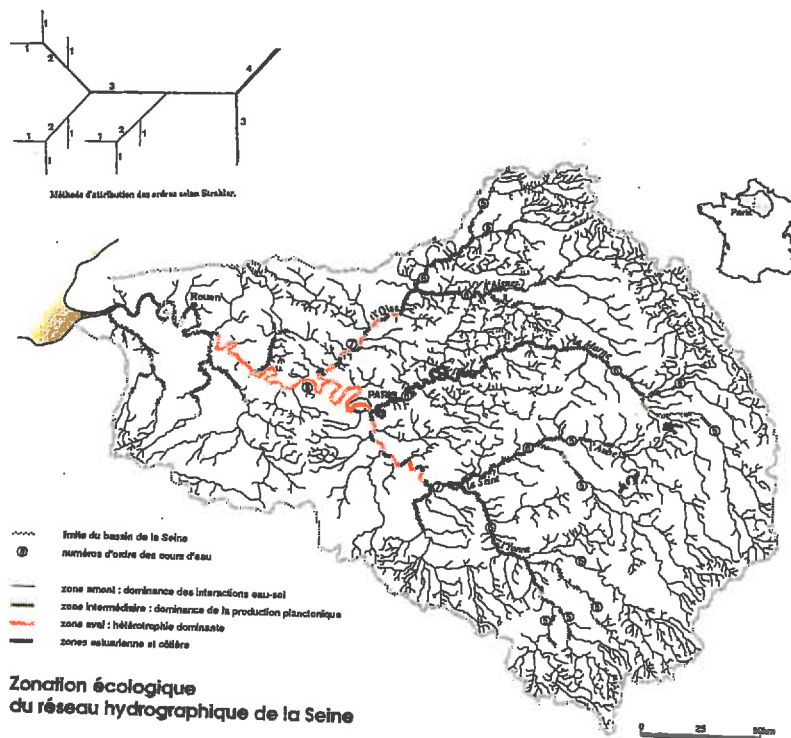
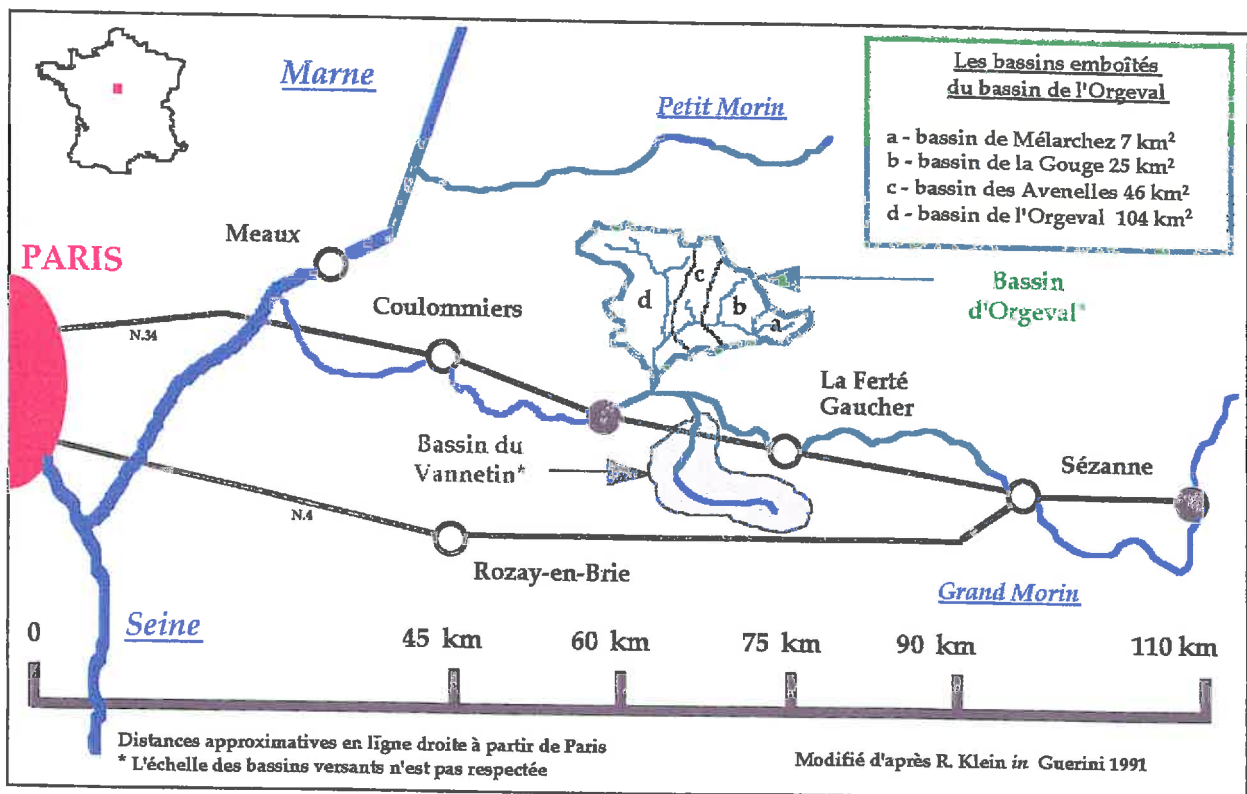


Figure II. 2. Carte de localisation des bassins versants ruraux de l'Orgeval et du Vannetin.



- le groupe "*bassins urbains*" a pour objectif une meilleure connaissance des bassins versants urbanisés de la Seine (Paris et ses banlieues), qui sont des milieux récepteurs sous forte influence urbaine (impact des rejets pluviaux, cycles urbains de l'eau et des polluants associés). Elle a également pour vocation une réelle prise en considération des problèmes environnementaux dans la gestion urbaine.

- Le groupe "*bassins versants ruraux : usage du sol et qualité des eaux*" a pour objectif une meilleure connaissance du fonctionnement socio-économique, physique et hydrologique des bassins versants ruraux, situés en amont de Paris et cultivés de façon intensive (grandes cultures céréalières). Les recherches qui sont menées dans le cadre de ce groupe ont été induites par le constat d'une dégradation de la qualité de l'eau de la Marne. Affluent de la Seine, la Marne est la principale source d'alimentation en eau de la région parisienne et une augmentation de la turbidité liée à des apports importants de MES en provenance du sous bassin du grand Morin inquiète les traiteurs d'eau depuis 1988. Cette dégradation pourrait trouver son origine dans la modification des pratiques culturales depuis trente ans, entraînant une diminution de l'espace consacré à l'élevage pour passer à la culture de céréales (Kauark-Leite & Mouchel 1991).

C'est dans ce contexte que le groupe "bassin ruraux" tente de comprendre comment les changements dans l'utilisation et l'occupation de l'espace par les agriculteurs et les habitants de communes rurales peuvent conduire à une modification de la qualité des eaux. Afin de comprendre le fonctionnement global du réseau hydrographique du bassin amont de la seine, ce groupe a choisi comme systèmes d'études le bassin de la Marne et de son affluent, le Grand Morin.

C'est aux échelles de ces bassins versants ruraux emboîtés du Grand Morin que ce groupe de recherche étudie les interactions entre le milieu terrestre et le milieu aquatique (morpho-dynamique fluviale et érosion des berges, inventaire et facteurs de mobilité des particules et des micro-polluants, transferts hydriques dans les sols et genèse des crues, flux de pollutions diffuses, rôle des facteurs socio-économiques vis-à-vis de ces processus physiques). Des unités fonctionnelles emboîtées (bassins versants ruraux d'Orgeval et Vannetin (fig. II. 2.) y sont tout particulièrement étudiées.

C'est dans le cadre de ces recherches pluridisciplinaires que s'inscrivent les travaux de cette thèse dont la problématique sera précisée après avoir révélé les principaux caractères du bassin de la Marne et des bassins versants ruraux emboîtés du Grand Morin.

II. 2. Situation géographique et physiographie de la zone d'étude : du bassin parisien aux bassins versants ruraux emboîtés du Grand Morin

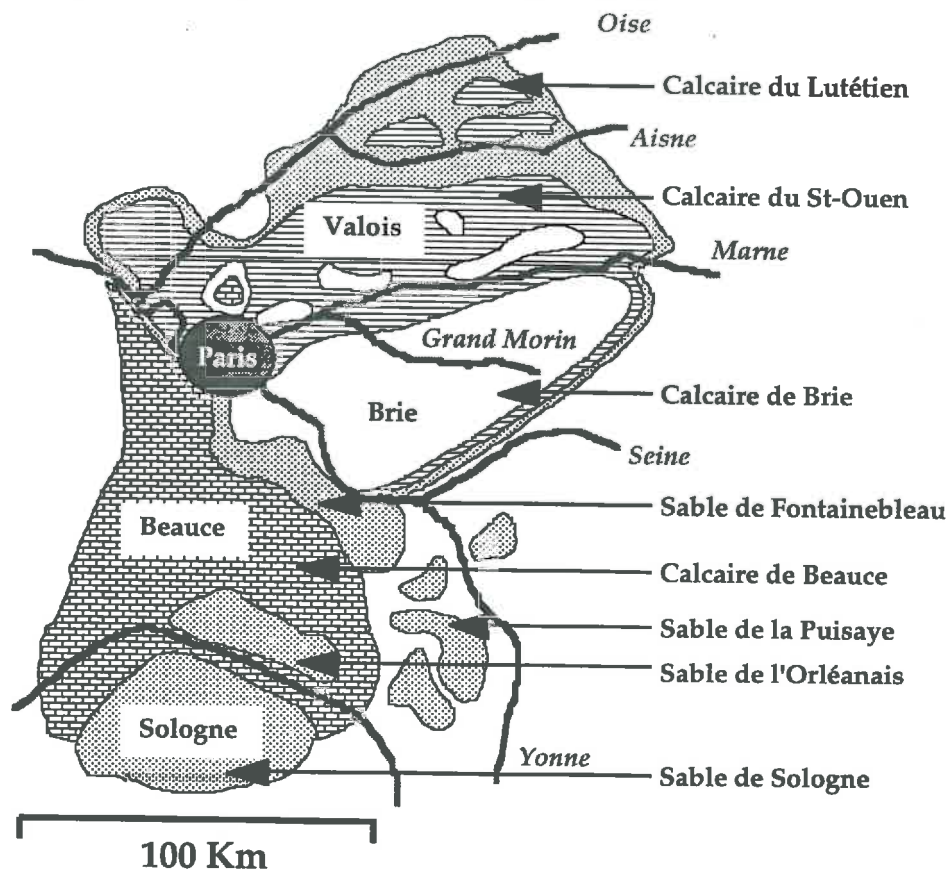
II. 2. 1. Le bassin parisien

Le bassin parisien (Ile de France), d'âge tertiaire, est constitué par trois grandes plates-formes structurales calcaires imbriquées (fig. II. 3.). Ce sont, du Sud-Ouest au Nord-Est :

- la plate-forme de Beauce (calcaire de Beauce) ;
- la plate-forme de Brie (calcaire meuliérisé de Brie) ;
- la plate-forme du Soissonnais-Valois. Cette dernière est elle-même double et comprend deux niveaux calcaires superposés (le calcaire de St-Ouen et le calcaire lutétien du plateau du Soissonnais).

Les affleurements sableux (et marneux) intermédiaires constituent les affleurements de transition, d'une plate-forme à l'autre. Les forêts sont surtout placées sur ces dépôts intermédiaires où dominent les formations sableuses.

Figure II. 3. Géologie du bassin parisien (d'après Duchaufour 1958).



Un manteau de limons de plusieurs mètres d'épaisseur recouvre ces trois plates-formes calcaires. Dans la Brie, ces limons décarbonatés sont plus ou moins mélangés à des argiles de décalcification. Ils ne sont entaillés que par le Grand Morin, du fait de sa géométrie (pente convexe et relativement forte). Dans ce bassin versant, l'incision du cours d'eau permet aux calcaires de Brie ou/et aux formations sableuses et argileuses intermédiaires d'affleurer sur des distances de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

II. 2. 2. Le bassin du Grand Morin

D'orientation Est-Ouest, le bassin versant du Grand Morin se situe sur la formation calcaire dite de Brie (fig. II. 3.), très largement recouverte à l'Ouest par une couverture limoneuse quaternaire.

Il existe deux types d'espaces sur ce bassin, les zones de plateaux limoneux de faible pente (0 à 8 %), majoritaires, sur lesquelles se trouve notre bassin d'étude (le bassin de l'Orgeval) et des reliefs plus prononcés (15 à 50 %) dans les vallées principales (voir paragraphe II. 2. 1.).

Son climat est de type tempéré, à hiver accentué ou océanique tempéré. La pluviométrie moyenne annuelle se situe entre 590 et 750 mm (1950-1990). La répartition mensuelle de la pluie semble homogène, avec cependant une légère diminution estivale avec 11,1 mm/semaine au mois de juillet et un maximum de 16,6 mm/semaine en janvier. Au cours de l'année, le fonctionnement hydrologique des rivières du bassin est très contrasté, avec deux périodes caractérisées par des débits extrêmes : une période de crues de décembre à avril et, au contraire, une période d'étiage de juillet à août.

II . 2. 3. Les bassins versants ruraux emboîtés du Grand Morin : le bassin versant de l'Orgeval (Ferry & Leviandier 1994)

Situé à 80 km à l'Est de Paris (03°00'-03°15'E ; 48°47'-48°55'N), le ru de l'Orgeval est un affluent secondaire du Grand Morin. D'une superficie de 104 km², le bassin versant de l'Orgeval est subdivisé en 4 bassins emboîtés dont l'un d'entre eux, le bassin de Mélarchez (7 km²) constitue notre site d'expérimentation (fig. II. 2.).

Ce bassin est situé sur le plateau de Brie, où le relief est assez plat et l'altitude moyenne peu élevée (148 m). La nature géologique de son sous-sol est celle du plateau briard qui est formé d'un empilement de sédiments (calcaire siliceux, marneux, d'argiles et de meulière) déposés par des mers successives, des lacs ou des lagunes au cours du Tertiaire. Une formation superficielle du Quaternaire d'origine loessique (matériel limoneux de type loess décarbonaté) et alluvionnaire récente recouvre la quasi-totalité du bassin sur une épaisseur supérieure à 3 m et atteint parfois 10 mètres par endroits (voir paragraphe II. 2. 1.).

C'est un territoire à dominance rurale : 80 % de sa surface est occupée par des cultures (55 % de céréales blé et escourgeon - 27 % de légumineuses petits pois, féverole et haricot - 8% de maïs - 8 % d'oléagineux lin, colza et tournesol et 2 % de cultures fourragères prairies, luzerne et trèfle), 18 % par des bois et des forêts et 1 % par des zones urbanisées. Les terres agricoles sont drainées sur 95 % de leur surface.

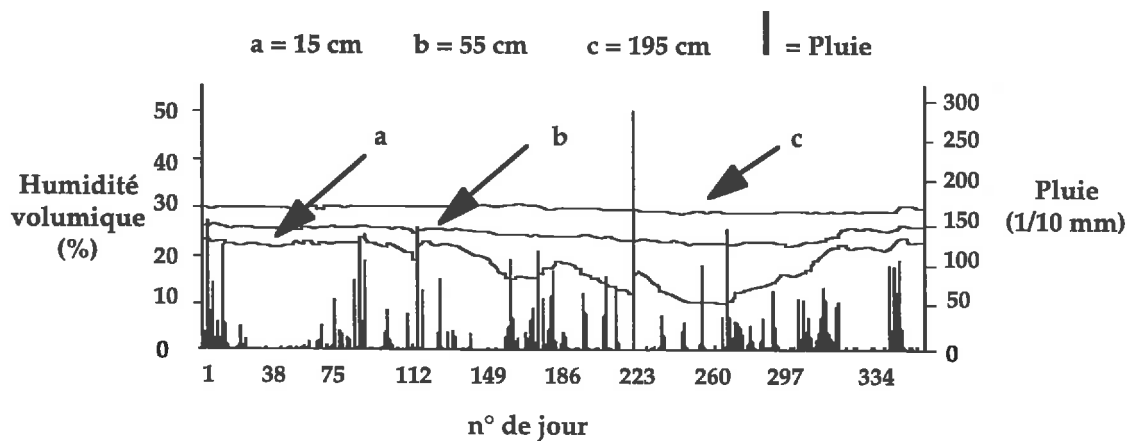
Le bassin de l'Orgeval est un site expérimental suivi depuis 1962 par le CEMAGREF (division d'hydrologie-hydraulique d'Antony) et fait partie du réseau euro-méditerranéen des bassins représentatifs et expérimentaux. Il fait l'objet de nombreuses études, notamment :

- l'érosion des terres en zones agricoles (Jarry 1987) ;
- le changement d'échelle dans les transferts d'eau et de matière (Bartoli *et al.* 1995) ;
- l'étude de la variabilité spatiale de l'humidité du sol à l'aide de campagnes de télédétection et d'échantillonnage d'horizons de surface (géostatistiques) (Chahir 1991) ;
- l'influence de l'état hydrique du sol sur la genèse des crues (Loumagne *et al.* 1991) ;
- la modélisation des crues et des flux de matières en suspension (Gafrej 1993).
- l'incidence des pratiques agricoles sur la qualité des eaux (Duvoux *et al.* 1992, Zermani 1993).

II. 3. La couverture pédologique du bassin versant du Grand Morin.

Des études cartographiques (INRA d'Orléans pour l'ensemble du bassin parisien, INAPG pour le bassin de la Gouge et M. Gury *et al.* 1993 pour le bassin du Vannetin) ont permis de mettre en évidence trois grands types de sols sur le bassin versant du Grand Morin : un sol lessivé sur limons représentant plus de 80 à 90 % de la surface totale, un sol brun plus ou moins hydromorphe sur alluvions-colluvions et un sol brun sur argiles à meulières.

Figure II. 4. Evolution saisonnière de l'humidité volumique du sol, en fonction de la profondeur de mesure (15-55-195 cm) en 1992 (sonde à neutrons : station du CEMAGREF de Boissy-le-Châtel).

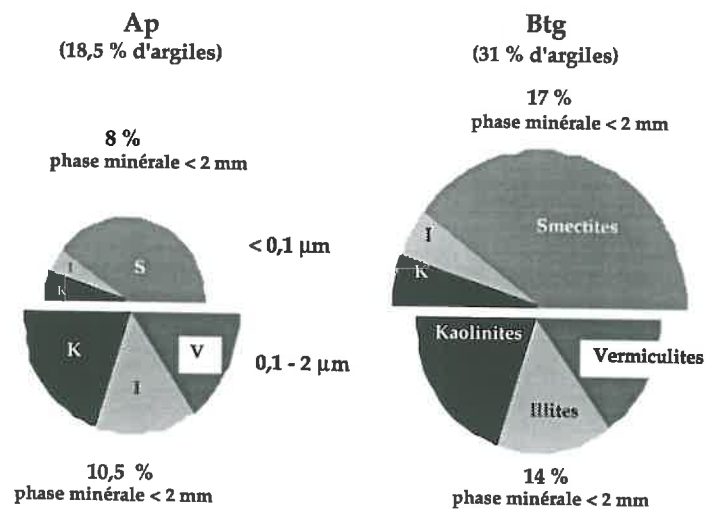


Le sol brun lessivé glossique qui se développe dans cette couverture limoneuse de Brie se caractérise par :

- un horizon de surface A de 20 à 40 cm d'épaisseur, appauvri en argiles ($18,5 \pm 4,5$ %) non saturé en eau et dont l'humidité volumique montre des fluctuations saisonnières (fig. II. 4.), avec un pH de 6 à 7 lié au chaulage. La minéralogie des particules fines $< 2 \mu\text{m}$ est représentée d'une part par des micas, des kaolinites et des vermiculites (surtout présents dans les fractions argileuses grossières supérieures à $0,1 \mu\text{m}$) et d'autre part, par des minéraux argileux 2/1 de type smectites, majoritaires dans les fractions argileuses les plus fines inférieures à $0,1 \mu\text{m}$ (fig. II. 5.).

- un horizon illuvial Btg enrichi en argiles (31 ± 1 %) et tout particulièrement en smectites, par lessivage pédologique (fig. II. 5). Cet horizon est caractérisé par une humidité relativement élevée et quasi-constante au cours de l'année (fig. II. 4) ainsi que par l'abondance de taches rouilles-grises dues aux processus d'oxydo-réduction liés aux battements de la nappe.

Figure II. 5. Pourcentages des fractions argileuses ($< 0,1 \mu\text{m}$ et $0,1-2 \mu\text{m}$), exprimés en poids sec du sol à 105°C et estimation de la répartition minéralogique des minéraux argileux à partir des diagrammes de rayons X dans les fractions argileuses des horizons A et Btg du sol brun lessivé (moyennes des analyses minéralogiques effectuées).



Une étude cartographique plus fine effectuée par M. Gury *et al.* (1993) sur le bassin versant du Vannetin (sous bassin du grand Morin), a mis en évidence trois sous-unités au niveau de ce sol brun lessivé (fig. II. 6). Elles se différencient par la texture de leurs horizons de surface (A_p), les horizons B_{tg} et B/C sous-jacents ayant des textures identiques. Nous retrouvons cette organisation sur le bassin versant de l'Orgeval (Jarry 1987) et dans l'ensemble du bassin parisien (Hardy *comm. pers.*, Riedel & Franc de ferrière 1951). Ces trois sous unités pédologiques sont significativement différentes en ce qui concerne leur taux d'argiles (< 2 microns) (Bartoli *et al.* 1995).

Elles se répartissent le long de topo-séquences à faible pente (1-6%) de la manière suivante (d'amont en aval) (fig. II. 7.) :

- une sous-unité de sol lessivé typique (dénommée "limons blancs" par les agriculteurs), placée en haut de la topo-séquence (pente de 0 à 1%) ;
- une sous-unité de sol lessivé tronqué par l'érosion (dénommée "rougette"), placée à mi-pente (pente de 3 à 6 %) ;

Figure II. 6. Carte pédologique du bassin versant rural du Vannetin. Près de 97 % de la couverture pédologique est limoneuse et seulement 3 % des sols se développent sur les argiles à meulière.

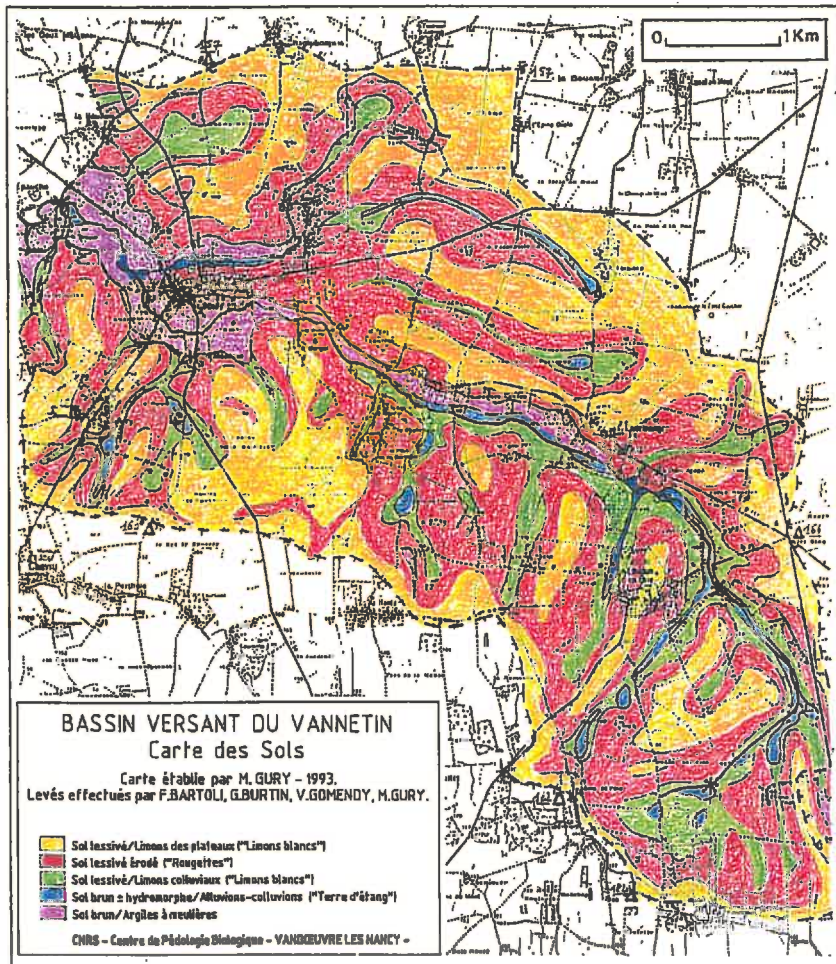
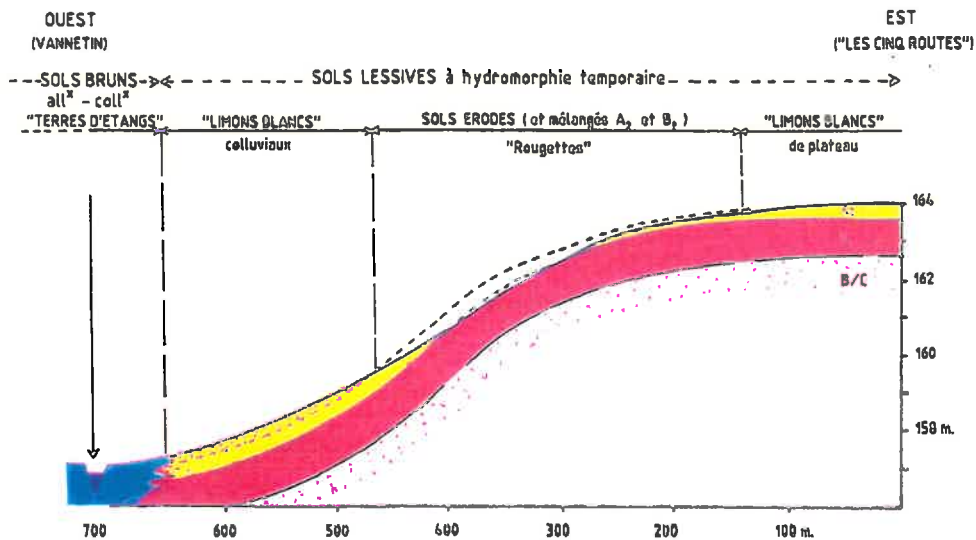


Figure II. 7. Distribution des sols dans les bassins versants du Vannetin et de l'orgeval. L'échelle des altitudes a été dilatée et l'érosion de la totalité de l'horizon Ap ne représente qu'un cas limite de ce que l'on peut observer sur le terrain.



- une sous-unité de sol lessivé épaissie par des apports colluviaux (dénommée "limons blancs"), placée en bas de la topo-séquence (pente de 1 à 2%).

L'unité de mi-versant est la plus riche en argiles ($24 \pm 2,6\%$, $n = 45$) et en oxhydroxydes de fer ($Fe_{CBD} = 0,87 \pm 0,07\%$, $n = 45$), d'où sa couleur plus rouge. À l'opposé, les deux autres sous-unités pédologiques sont plus pauvres en argiles ($15,2 \pm 2,1 \%$, $n = 32$, pour l'unité de plateau et $16,5 \pm 2,9\%$, $n = 69$, pour l'unité colluvionnée) et en oxyhydroxydes de fer ($Fe_{CBD} = 0,63 \pm 0,11 \%$, $n = 32$ pour l'unité de plateau et $Fe_{CBD} = 0,53 \pm 0,08 \%$, $n = 69$ pour l'unité colluvionnée).

II. 4. Rôle de la couverture pédologique limoneuse de Brie vis à vis des risques de pollutions et de crues.

Les structures des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuses de Brie sont générées par des forces physico-chimiques ou mécaniques dépendantes de la texture, des conditions hydriques du sol, eux-mêmes résultant des interactions sol-eau-atmosphère et des pratiques culturelles (fig. I. 1.).

Ainsi, les propriétés structurales et hydriques des horizons de surface des sols limoneux de la Brie sont sous la dépendance :

- de leur texture et donc de leur position dans la toposéquence (figs. II. 6. et II. 7.) ;
- des cycles humectation-dessiccation caractérisant ces horizons (fig. II. 4.) ;
- des pratiques culturelles.

Ces horizons de surface constituent des interfaces réactionnelles majeures entre le sol, la plante, l'atmosphère et l'hydrosphère. Ces volumes (40 cm d'épaisseur) peuvent provisoirement stocker l'eau de pluie et intervenir dans les processus de régulation des crues, mais il interviennent aussi dans les processus de transfert des matériaux solides des versants aux lits fluviaux (MES), du fait de la fragilité et de la formation de croûtes de battance.

Ces horizons cultivés de surface constituent donc d'excellents modèles d'étude et vont nous permettre d'appréhender les facteurs intervenant sur leur organisation dans l'espace, leur fonctionnement et leur dynamique temporelle.

CHAPITRE III

Modes d'échantillonnages et méthodes

III. MODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES

III.1. Echantillonnage

L'échantillonnage des horizons de surface a été effectué le long d'une toposéquence, du plateau au ru de Mélarchez, selon trois "échelles emboîtées" (fig. III. 1.). Un transect de 750 mètres recouvrant deux parcelles agricoles (pois et blé) a été choisi pour caractériser la variabilité spatiale de la texture, la stabilité structurale et la dispersabilité des argiles des horizons de surface A_p (0-5 cm). L'étude des caractéristiques structurales et hydriques de ces horizons de surface n'a été réalisée que sur une portion de 375 mètres de ce transect, afin de n'inclure qu'un seul type de culture et pour réduire la variabilité induite par les pratiques culturales spécifiques à certaines cultures. Sur cette portion, trois stations (10 x 10 m) représentatives des trois sous-unités du sol brun lessivé limoneux ont été choisies, afin d'étudier la variabilité temporelle des propriétés hydriques et structurales.

Le transect granulométrique de 750 m a été échantillonné en septembre 1991 (sol nu, après moisson) avec un pas de prélèvement de 5 mètres, entre 5 et 15 cm de profondeur (fig. III. 1.).

Le transect de 375 mètres Est-Ouest intégrant les trois stations (fig. III. 1.), a été échantillonné en décembre 1994 (culture de blé d'hiver) avec un pas de prélèvement irrégulier : 5 mètres pour l'ensemble du transect et 0,5 mètre dans chacune des trois stations. A chacun des points de prélèvement, deux échantillons de sol non remanié ont été prélevés avec des cylindres biseautés de 251 cm³ (5 cm de hauteur et 8 cm de diamètre). Un des deux cylindres a été utilisé pour la mesure de la porosité (densité apparente) et de l'humidité volumique au moment du prélèvement, l'autre a permis la mesure au laboratoire de la conductivité hydraulique en milieu saturé.

Enfin, les trois stations O.1, O.2 et O.3 ont permis l'étude de l'évolution saisonnière des propriétés hydriques et structurales des horizons de surface A_p (0-5 cm) pendant la période de culture. Cet échantillonnage saisonnier a été effectué pendant 2 années consécutives (fig. III. 2.), aux mois d'avril (15-16), juin (14-15) et août (16-17) 1993 (culture de blé d'hiver) et aux mois de mai (9-10), juin (23-24) et août (22-23) 1994 (culture de pois). Une analyse granulométrique de contrôle a systématiquement été effectuée sur chacune des stations.

Figure III. 1. Différentes échelles d'échantillonnage utilisées pour la caractérisation des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse (bassin versant de Mélarchez, Brie).

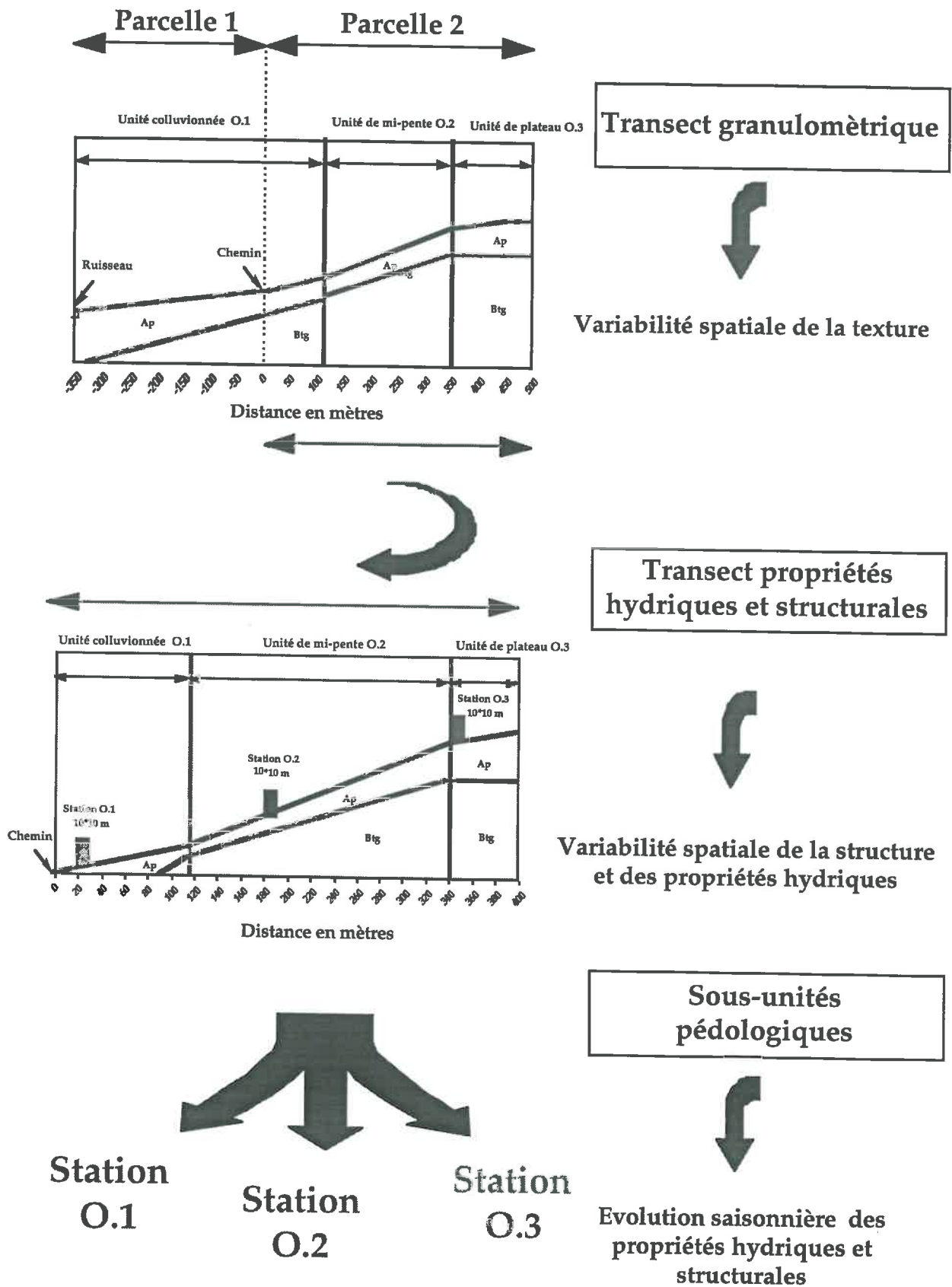
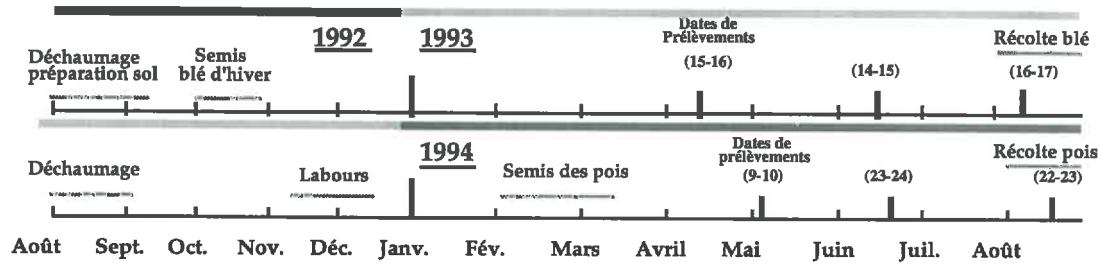


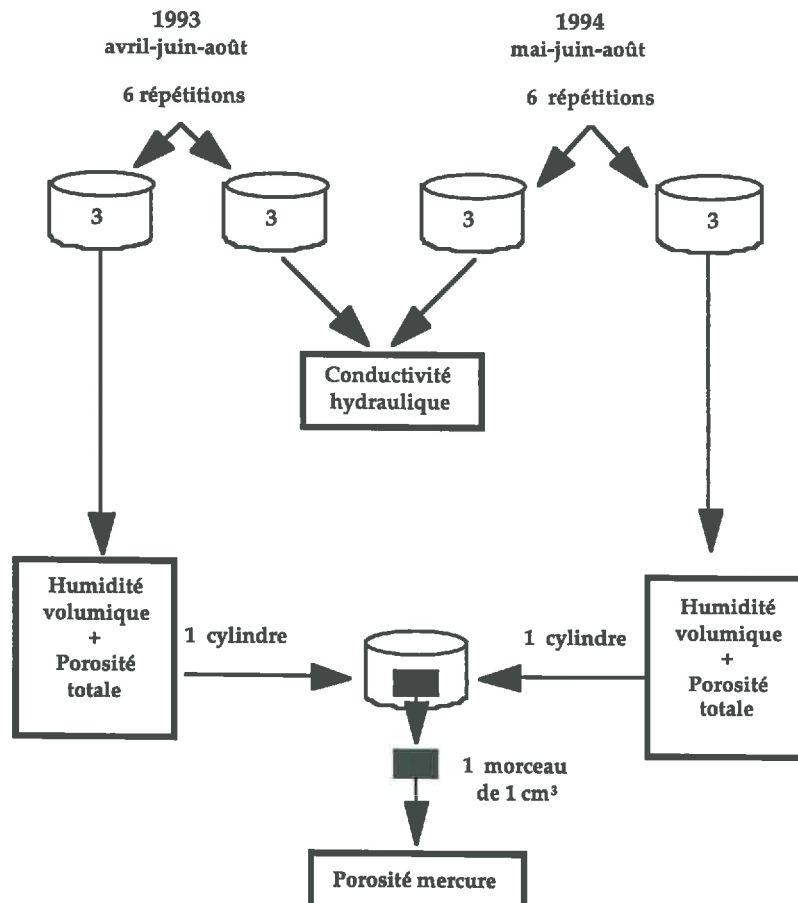
Figure III. 2. Chronique des opérations culturales (d'après Guerrini 1991) et localisation des dates de prélèvements.



Le plan d'échantillonnage que nous avons retenu pour l'étude des trois stations se décompose de la manière suivante :

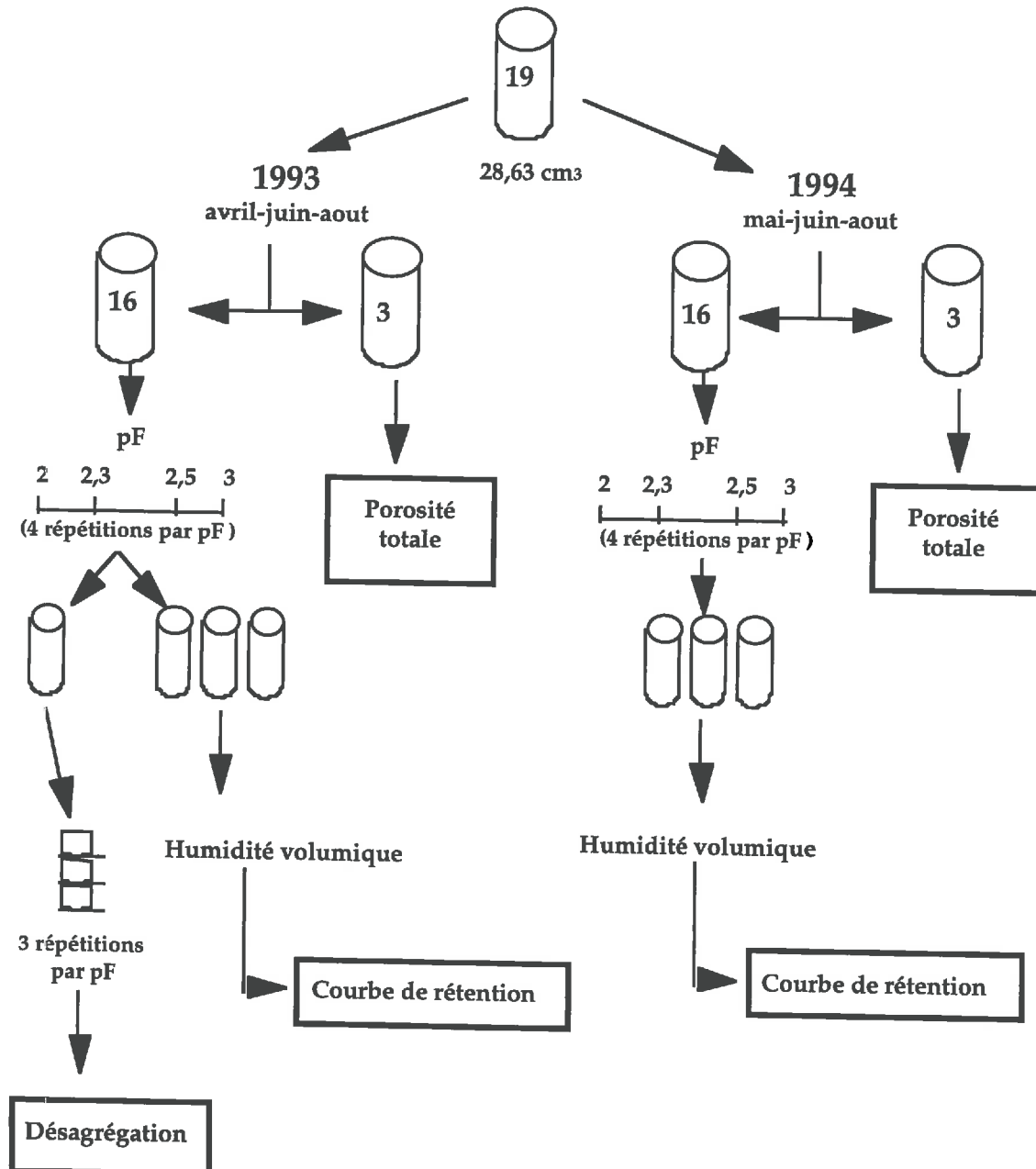
- Des cylindres biseautés de 5 cm de hauteur et de 8 cm de diamètre intérieur et de 2 mm d'épaisseur ($251,3 \text{ cm}^3$) ont été prélevés pour les mesures de porosité totale, de conductivité hydraulique, de porosimétrie par intrusion de mercure et d'humidité volumique (fig. III. 3).

Figure III. 3 Schéma d'utilisation des grands cylindres ($251,3 \text{ cm}^3$), pour l'étude des propriétés structurales et hydriques de chacune des stations O.1, O.2, O.3 et pour chaque date de prélèvement en 1993 et 1994.



- Des cylindres biseautés de 5 cm de hauteur et 2,65-2,7 cm de diamètre intérieur et 3 mm d'épaisseur (soit 28,6 cm³) ont été prélevés pour les mesures de porosité totale, d'humidité volumique, de rétention d'eau et de stabilité structurale à l'eau (fig. III. 4.).

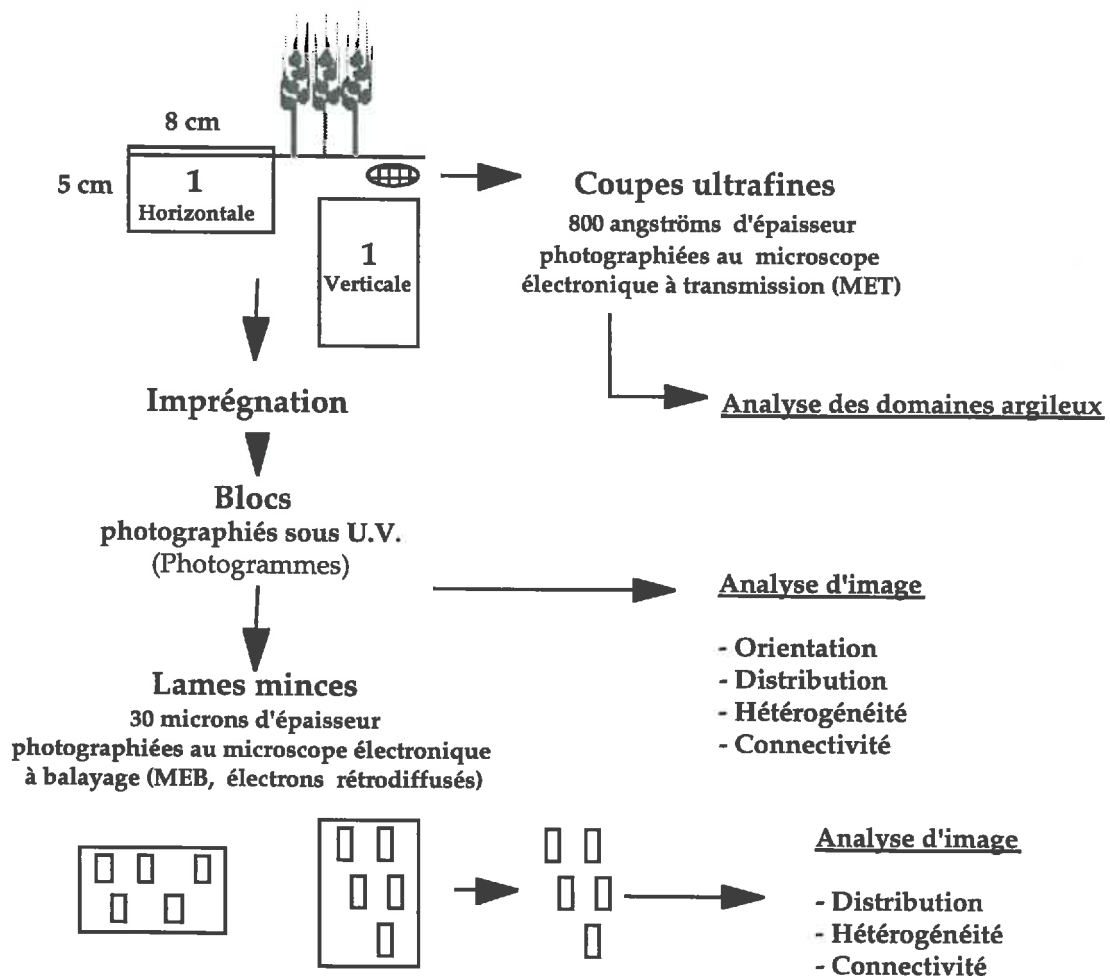
Figure III. 4. Schéma d'utilisation des petits cylindres de 28,6 cm³ pour l'étude des propriétés structurales et hydriques de chacune des stations O.1, O.2, O.3 et pour chaque date de prélèvement en 1993 et 1994.



- Des boîtes de Kubiéna (l'une horizontale par rapport à la surface, l'autre verticale et en-dessous de la première) ont été prélevées pour l'étude de l'organisation de la structure à différentes échelles (fig. III. 5.).

- Des prélèvements de sol (micro-parallélépipèdes millimétriques) ont été effectués pour faire des coupes ultra-fines, afin de caractériser l'organisation des argiles de manière qualitative (fig. III. 5.). Un vide partiel et un pré-traitement à l'acide osmique furent assurés sur le terrain (le reste de la méthode d'imprégnation à l'agar, de déshydratation à l'acétone, d'imprégnation à la résine Epong 12 est décrit par Villemin & Toutain (1987)).

Figure III. 5. Plan d'échantillonnage des horizons de surface des trois stations O.1, O.2 et O.3, à l'aide de boîtes de Kubiéna et analyses micro morphologiques associées pour l'année 1993.



III. 2. Texture et minéralogie

L'analyse granulométrique a été effectuée après dispersion aux résines Na (Rouiller *et al.* 1972) sur les sols tamisés à 2 mm, sans destruction de la matière organique. Cinq fractions ont été quantifiées par tamisage (pour les sables grossiers et les sables fins) et sédimentation à l'aide de la pipette de Robinson (pour les limons grossiers, les limons fins et les argiles).

L'ultra-fractionnement des argiles a été assuré en continu à débit contrôlé à l'aide d'une centrifugeuse Sharpless (Rouiller *et al.* 1984) et la caractérisation minéralogique de ces fractions argileuses a été réalisée par diffraction X.

L'organisation *in situ* des argiles a été révélée en MET à l'aide des coupes ultrafines de sols, de 80 nm d'épaisseur.

Le carbone organique a été dosé par l'analyseur CHN Carlo Erba et le fer des oxyhydroxydes a été dosé par absorption atomique après dissolution sélective à l'aide du citrate-bicarbonate-dithionite (Mehra & Jackson 1960) et du tampon acide oxalique-oxalate d'ammonium de Tamm (Schwertmann 1964, Jeanroy 1983).

III. 3. Structure

Dans notre étude, nos échelles d'observation varient du cm^3 au nm^2 . La description géométrique de la structure (nature, spectre de porosité, connectivité des pores, hétérogénéité) a été réalisée par l'intermédiaire de mesures globales de porosité, d'analyses d'images, de porosimétrie par intrusion de mercure et des courbes de rétention d'eau. Les approches unificatrices applicables à la plupart de ces résultats expérimentaux sont la géométrie fractale et la théorie de la percolation dont nous résumerons quelques notions et montrerons leur application à l'étude des structures des sols.

III. 3. 1. Porosité totale

La porosité totale P d'un cylindre de sol donne une information globale du volume occupé par les vides ($P = 1 - (d_a/dr)$). Elle nous servira de point de repère pour toutes les autres analyses structurales .

La mesure de la densité apparente d_a a été effectuée par la méthode des "cylindres" qui consiste à prélever un volume déterminé de sol (ici des cylindres de

28,6 cm³ et 251,3 cm³). La porosité totale P est calculée à partir de cette mesure de densité apparente d_a et en prenant pour valeur de densité réelle des particules d_r 2,65 g/cm³, nos sols limoneux étant très riches en quartz.

III. 3. 2. Analyse d'image

Les méthodes de morphologie mathématique permettent de décrire quantitativement des images, afin de relier les caractéristiques structurales aux propriétés des milieux poreux étudiés (Coster & Chermant 1989). L'analyse d'image est une mesure non destructive qui permet d'étudier l'organisation de la structure en 2 ou 3 dimensions. Pour effectuer ces mesures par l'intermédiaire de différents algorithmes, il est nécessaire de posséder des images de bonne qualité, elles-mêmes dépendantes de prélèvements appropriés sur le terrain ainsi que d'une bonne préparation et acquisition. Les principaux traits structuraux choisis dans le cadre de ce travail sont : l'orientation, la distribution, et la connectivité des pores (théorie de la percolation), ainsi que l'hétérogénéité des solides et des pores.

Les programmes qui permettent ces analyses d'images ont été réalisés au "Centre Inter régional des Ressources Informatiques de Lorraine" (CIRIL) de Vandoeuvre-lès-Nancy (grâce à la collaboration de S. Niquet) et au LSGC-CNRS, Nancy (grâce à la collaboration de H. Vivier et B. Pechard-Presson). Ils entrent dans le cadre d'une collaboration avec notre équipe *Agrégation des sols* du CPB-CNRS (dirigée par F. Bartoli).

III. 3. 2. 1. Préparation des blocs et des lames minces de sols ; photographies et binarisation des images.

Les blocs de sols prélevés à partir de boîtes de Kubiéna sont laissés à l'air libre pendant quelques jours, afin qu'ils sèchent. Ils sont par la suite imprégnés sous vide par une résine polyester (Epoxy et styrène, rapport 1/3) dans laquelle est ajoutée un produit fluorescent de type Uvitex OB (Ciba Geigy). L'imprégnation des blocs avec un produit fluorescent permet d'obtenir des photographies plus contrastées et de bien mettre en évidence la porosité sur les photogrammes (Bullock *et al.* 1985). Ces blocs subissent ensuite une polymérisation pendant six semaines dans une armoire chauffante. Après les différentes étapes de préparation, une photographie de la surface de chaque bloc de sol de 1 cm d'épaisseur, illuminée sous lumières U.V., permet de révéler la porosité à l'échelle d'observation dite du photogramme (le spectre des diamètres de pores explorés est de 50 μ m à 8 mm).

C'est sur la même surface qu'une lame mince d'une épaisseur de 25 à 30 microns est confectionnée puis photographiée en microscopie électronique à balayage (MEB), selon la méthode des électrons rétro-diffusés qui permet d'avoir un excellent contraste entre les pores et les masses des structures étudiées. La résolution théorique du microscope électronique à balayage (MEB) utilisé permet d'avoir accès à des pores de 0,025 μm de diamètre. Dans les conditions où les lames minces ont été analysées nous sommes sûrs d'observer des pores de 1 μm diamètre mais il faut noter que l'accès aux pores ayant des diamètres inférieures à 0,4 μm est plus délicat. Cinq clichés, obtenus à partir d'un grossissement de 200, couvrant chacun un champ de 670 x 450 μm ont été réalisés en se déplaçant d'un centimètre à chaque photographie et en ne prenant pas en compte les zones dans lesquelles des pores de grande taille étaient inclus. Le spectre des diamètres des pores explorés est de 0,4 μm à 250 μm .

La résolution de ces micrographies ne permet pas d'observer les pores dits "résiduels" (< à 0,1 μm), associés à la phase argileuse. Cependant, nous avons pu les étudier à l'aide de coupes ultrafines de sols examinées au microscope électronique à transmission (MET).

Les deux principaux types de photographies obtenues (photogramme, MEB) ont été scannerisées et binarisées par seuillage semi-automatique, puis corrigées à partir du logiciel Visilog. L'analyse d'image a été effectuée sur les images binaires.

III. 3. 2. 2. Analyse morphologique : paramètres étudiés.

a) Orientation

La distribution des orientations des pores a été caractérisée à l'aide d'un programme d'analyse d'image réalisé au LSGC-CNRS de Nancy (H. Vivier).

b) Distribution des masses solides et des pores

Les distributions en nombre ou en mesure des diamètres des pores ou des masses ont été effectuées à partir d'une méthode de cordes reposant sur une série d'érosions morphologiques linéaires qui a l'avantage d'être robuste; c'est à dire qu'elle est efficace aussi bien sur des objets déconnectés ou connectés entre eux. De plus, cette méthode a l'avantage de ne pas être biaisée. Le principe en est le suivant : Le programme effectue une série d'érosions linéaires en commençant par un bord de l'image. Sur chaque image érodée est calculée la fraction d'aire, définie par le nombre de pixels objets divisé par les dimensions du masque de mesure. Lorsque

tous les objets ont disparu après les érosions successives nous avons une série de valeurs en fonction du nombre d'itérations. Ce qui nous donne la fonction $P(X, l)$ pour une direction donnée. Cette fonction est toujours monotone décroissante et il a été démontré qu'elle possède des propriétés granulométriques (Coster & Chermant 1989). Nous nous servons de ces propriétés granulométriques pour avoir accès à la distribution en nombre ou en mesure des diamètres des pores. Le programme d'analyse d'image a été réalisé au LSGC-CNRS, Nancy (H. Vivier, B. Pechard-Presson).

La longueur des cordes multipliée par leur largeur (égale à 1 pixel), nous donne accès à des surfaces de masses solides ou de pores. D'après différents travaux de stéréologie (notamment ceux de Dehoff & Rhines 1972), la distribution des surfaces calculée en 2 dimensions en fonction des longueurs de cordes est la même que celle calculée en 3 dimensions. I. Cousin *et al.* (1996) ont récemment observé sur un échantillon de sol que la distribution des cordes en nombre est la même en 2 dimensions qu'en 3 dimensions ; Tout en faisant remarquer que ce résultat était très sensible à l'isotropie du système ce qui est loin d'être toujours le cas dans les sols.

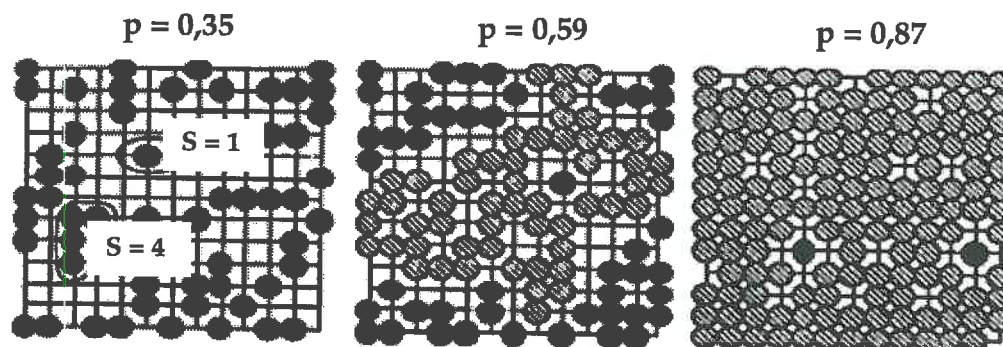
c) Connectivité des pores : application de la théorie de la percolation

- La théorie de la percolation

La théorie de la percolation a été introduite en 1957 par Broadbent et Hammersley. La percolation joue un rôle fondamental dans un grand nombre de phénomènes physiques présents dans les milieux désordonnés (propagation d'épidémie, feux de forêt, extraction de pétrole, etc...).

Le concept de percolation permet une description statistique des systèmes constitués d'un grand nombre d'objets pouvant être reliés entre eux. On appelle milieux désordonnés les milieux formés d'une agglomération aléatoire d'au moins deux types de matériaux. La percolation décrit la conductivité ou la conductance de tels milieux, en fonction d'une proportion d'éléments conducteurs. Dans un tel système, la communication à distance est possible ou non suivant le nombre d'objets et de liaisons. A partir d'une certaine proportion de ces objets ou liaisons, on atteint un seuil ou l'on voit apparaître un amas dit "percolant" (fig. III. 6.). Nous avons tenté d'utiliser cette théorie en faisant une analogie entre les éléments conducteurs et les pores dans nos sols.

Figure III. 6. Réseau carré ($L \times L \times L = 13$) pour trois concentrations p de sites occupés (D'après Gouyet 1992). Quand p est assez petit, il n'existe que des amas finis ($s = 1, \dots, 4, \dots$). Pour une certaine concentration p_c (L), un amas percolant (en grisé) apparaît. A plus haute concentration, cet amas envahit le réseau.



- Paramètres de connectivité mesurés

Un programme de mesures sur des images binaires a été mis au point au LSGC-CNRS (V. Lepetit, H. Vivier et B. Pechard-Presson, Nancy 1995) en s'inspirant de la revue de synthèse de Gouyet (1992). Les mesures sont effectuées sur un réseau carré (réseau régulier et bidimensionnel) : il s'agit de percolation de sites.

Plusieurs variables sont ainsi mesurées sur les images :

* Probabilité P et P_c

Chaque site est occupé selon une probabilité P : cette probabilité correspond à la porosité ou à la fraction d'aire des pixels non nuls de l'image. Les sites occupés se réunissent en amas et au-delà d'une certaine probabilité P_c apparaît un amas infini. La théorie stipule que cet amas est unique : il est difficile de définir correctement l'amas percolant infini car on s'aperçoit qu'il peut y avoir plusieurs amas infinis sur une image. On les considérera tous comme un seul amas et, par convention, tout amas touchant au moins deux bords opposés de l'image est dit infini ou percolant. Pour le réseau étudié, la valeur de P_c vaut approximativement 0,592.

* Probabilité P_∞ infini

La probabilité pour qu'un site appartienne à l'amas infini est notée P_∞ . Elle est nulle avant le seuil de percolation P_c et croit très rapidement au-dessus de ce seuil.

* Longueur de corrélation L_c

La longueur de corrélation est le rayon de giration moyen de tous les amas finis. Elle donne une idée de la distance moyenne à laquelle est décelable la connectivité.

d) Hétérogénéité des structures : application de la géométrie fractale

- Notions de géométrie fractale

Le terme fractal qui signifie "qui a été fractionné à l'infini" a été introduit par Mandelbrot dans les années 70 (Mandelbrot 1975, 1977, 1982). Cette approche mathématique apparue au siècle dernier fut utilisée avec succès en physique où elle permet de décrire l'organisation d'un milieu ayant une géométrie trop complexe pour être appréhendée à partir de la géométrie euclidienne classique. Elle permet de caractériser les lois d'échelle, grandeurs physiques qui varient selon des lois puissance en fonction de l'échelle d'observation ou de la taille des objets étudiés, grâce à un ou plusieurs invariants d'échelle appelés "dimensions fractales".

La structure d'un sol peut être caractérisée par l'organisation de ses pores (p), de ses masses (m) et des interfaces pores-masses (s) en fonction d'une jauge de mesure (r) ou d'une échelle d'observation (R) (Van Damme 1995, Bartoli *et al.* 1996). Ces dimensions fractales (D_m - D_p - D_s) peuvent être obtenues par l'intermédiaire du coefficient de la loi puissance qui relie le paramètre étudié à l'échelle d'observation (R) ou à la jauge de mesure (r).

Si la jauge de mesure (r) est constante, les proportionnalités suivantes peuvent être validées ou non :

En 2 dimensions

- Surface des masses (R) $\propto R^{D_m}$
- Surface des pores (R) $\propto R^{D_p}$
- Longueur des interfaces (R) $\propto R^{D_s}$

En 3 dimensions

- Volume des masses (R) $\propto R^{D_m}$
- Volume des pores (R) $\propto R^{D_p}$
- Surface des interfaces (R) $\propto R^{D_s}$

Si au contraire, l'échelle d'observation (R) est fixe mais la jauge (r) varie, on peut valider les lois d'échelles suivantes :

En 2 dimensions

- Surface des masses (r) $\propto r^{2-D_m}$

En 3 dimensions

- Volume des masses (r) $\propto r^{3-D_m}$

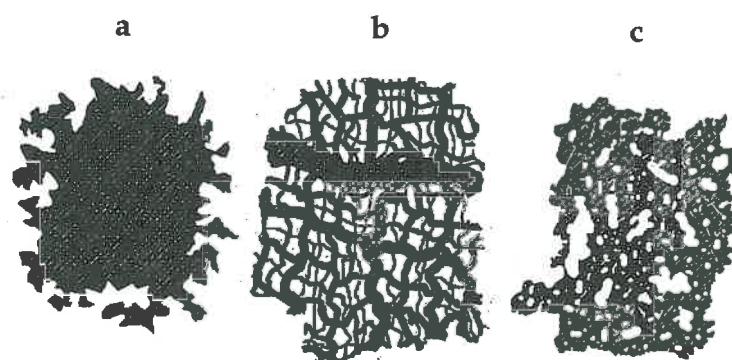
- Surface des pores (r) $\propto r^{2-D_p}$
- Volume des pores (r) $\propto r^{3-D_p}$
- Longueur des interfaces (r) $\propto r^{1-D_s}$
- Volume des interfaces (r) $\propto r^{2-D_s}$

Les dimensions fractales des masses ou des pores peuvent donc correspondre, suivant l'échelle topologique ou elles sont mesurées, à celles d'une longueur, d'une surface ou d'un volume. Dans un espace à trois dimensions, les nombres fractionnaires doivent être compris entre 2 et 3.

Lorsque les calculs des dimensions fractales sont effectués sur des images en 2 dimensions, on peut obtenir leurs valeurs dans un espace à 3 dimensions en ajoutant 1 aux valeurs obtenues et en faisant l'hypothèse que le milieu poreux est isotrope (Mandelbrot 1982, Gouyet 1992, Adler 1992). L'hétérogénéité (qualifiée également de "désordre") des masses, des pores ou des interfaces pores-masses d'un milieu poreux est inversement proportionnelle à la valeur de leur dimension fractale.

En résumé, un milieu poreux peut-être fractal de masse, fractal de pore ou de fractal de surface (fig. III. 7.). Si les interfaces solides-pores sont fractales (fractal de surface), les volumes de pores peuvent aussi obéir à des lois fractales (fractal de masse ou fractal de pore).

Figure III. 7. Exemple de milieux fractal d'interfaces (a), fractal de masses solides (b) et fractal de pores (c). Les éléments solides sont représentés en noir (d'après Gouyet et al. 1991).



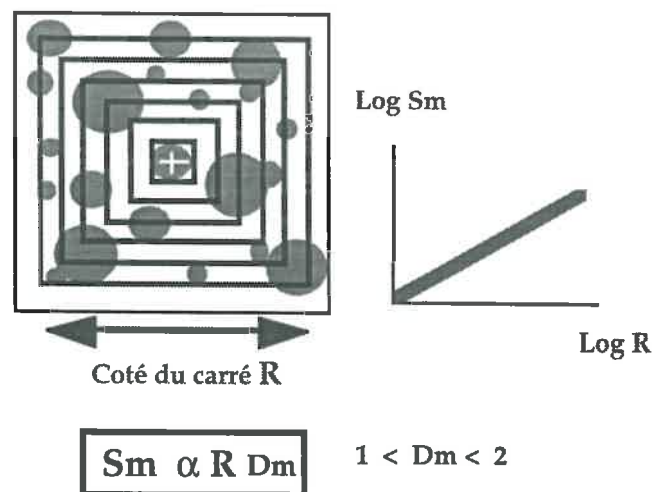
Dans le cadre de cette étude, nous avons caractérisé l'hétérogénéité de la structure des sols à l'aide des dimensions fractales de masse, de pore et d'interface mesurées sur les photogrammes et sur les lames minces. Ces dimensions fractales ont été calculées à partir de deux méthodes, celles des carrés emboîtés (fig. III. 8.) et celles des cordes (fig. III. 9.) :

- La méthode des carrés emboîtés

La surface S_m des masses à différentes échelles d'observation R (côtés des carrés emboîtés) est mesurée sur l'image binaire en débutant la mesure par l'élément que l'on veut caractériser (ici les masses) (fig. III. 8.). Les différentes échelles d'observation correspondent à des côtés de carrés de taille croissante ici 2-4-8-16-32-64-128-256-512-1024 pixels de côté correspondant à des carrés de 2,3-4,6-9,3-18,6-37,2-74,4-148,8-297,6-595,2 μm de côté pour les micrographies MEB des lames minces et à des carrés de 0,17-0,35-0,7-1,4-2,8-5,6-11,2-22,4-44,8 mm de côté pour les photogrammes des blocs.

La pente de la droite obtenue sur le graphique $\log R$ - $\log S$ correspond à la dimension fractale de masse de la structure étudiée. L'erreur sur cette pente correspond à l'erreur de calcul de la dimension fractale. Le programme qui permet cette mesure a été réalisé au "Centre Inter régional des Ressources Informatiques de Lorraine" CIRIL, Vandoeuvre-lès-Nancy (S. Niquet).

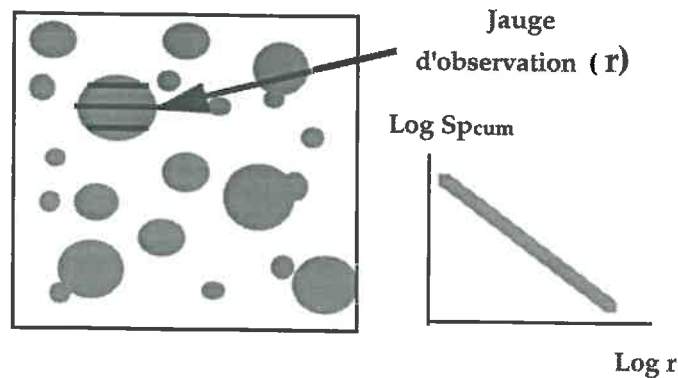
Figure III. 8. Méthode des carrés emboîtés.



* la méthode des cordes

On utilise ici les résultats de la méthode d'érosion morphologique linéaire (Coster & Chermant 1989) qui donnent accès à la distribution en mesure des cordes de différentes longueurs (fig. III. 9.).

Figure III. 9. Représentation simplifiée de la méthode des cordes.



$$\boxed{Sp_{cum} \propto r^{2-D_s}} \quad 1 < D_s < 2$$

Les dimensions fractales d'interfaces pores-masses ont été calculées sur les images par l'intermédiaire de la distribution en mesure des fractions d'aire des pores Sp cumulées en fonction des "rayons" de pores (longueurs des cordes de pores divisées par 2).

$$d(Sp)/dr \propto -r^{1-D_s} \quad Sp_{cumulée} \propto r^{2-D_s}$$

Ce formalisme est décrit en trois dimensions dans le paragraphe "Rétention d'eau et Porosimétrie mercure".

III. 3. 3 Rétention d'eau et porosimétrie mercure

Les courbes de rétention d'eau sont couramment utilisées en science du sol pour décrire l'organisation de l'espace poral (Danielson & Sutherland 1986).

La porosimétrie par injection de mercure est un outil très performant pour l'étude de nombreux milieu poreux (électrodes : Lagergreen *et al.* 1994 ; papier couché : Yamauchi 1994 ; résines : Huxham *et al.* 1994 ; frein : Rouge & Dubois 1993 ; charbon actif : Ehrburger-Dolle *et al.* 1994 ; roches : Thompson *et al.* 1987, Matthews & Spearing 1992). Washburn (1921, *in* Garboczi 1991) a le premier émit l'idée que le spectre de porosimétrie mercure pouvait être utilisé pour mesurer la distribution des pores et ce postulat fut repris et appliqué avec succès par Ritter & Drake (1945) sur des roches et des céramiques.

Le calcul de la distribution des pores à partir des courbes de rétention d'eau et des spectres de porosimétrie mercure est basé sur le même formalisme. En effet, on peut avoir un accès indirect à la distribution des volumes de pores en fonction de leur taille, grâce aux mesures obtenues par l'invasion d'air et l'extraction d'un liquide mouillant tel que l'eau (la rétention d'eau) ou l'invasion d'un liquide non mouillant tel que le mercure (la porosimétrie par intrusion de mercure). Pour effectuer cette extraction ou cette invasion, il faut appliquer des pressions croissantes au sol saturé d'eau (courbes de rétention) ou au sol sec sous vide (porosimétrie mercure).

Les calculs reposent sur l'application de la loi de Jurin ou le théorème de Laplace par lequel on a accès à la mesure d'un rayon de pore équivalent à l'aide de l'équation suivante :

$$P = \frac{2 A \cos \alpha}{r}$$

P = Pression capillaire

A = Tension superficielle du liquide

α = Angle de contact solide-liquide

r = Rayon.

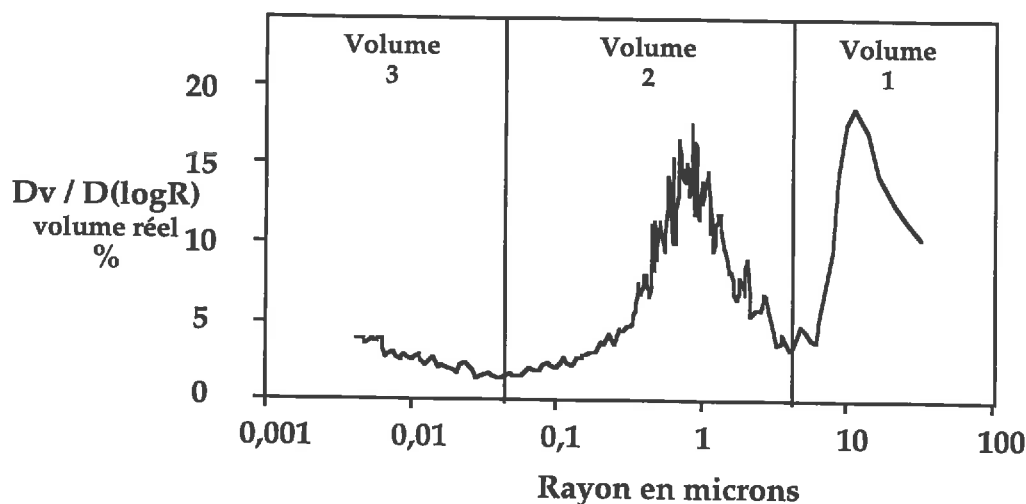
Nous avons pris 75 dyne/cm de tension superficielle pour l'eau et 480 dyne/cm pour le mercure. La valeur de l'angle de contact eau-sol utilisée est de 0° et celle de l'angle de contact mercure-sol est de 141,3°. L'angle de contact dépend de l'état physique et chimique de la surface solide et la valeur de la tension superficielle manque de reproductibilité : ceci entraîne une incertitude sur la valeur réelle du rayon (Ehrburger-Dolle *et al.* 1994). Néanmoins, les valeurs de l'angle de raccordement mercure-sol qui ont été effectivement mesurées recouvrent l'intervalle 112-150°, soit des déviations de 10 à 15° autour de la valeur 140° employée, ce qui induit des erreurs sur le rayon des pores de 20 % (Sarakhov 1963 *in* Gras 1988). Cette équation implique que les pores sont des tubes capillaires parallèles, ce qui est rarement le cas des pores dans les sols. Cependant, son utilisation reste classique.

Les courbes de rétention d'eau par drainage sont obtenues grâce à l'utilisation de la méthode des presses à membranes de Richard. Les mesures d'humidité ont été effectuées sur des cylindres de sol (2,5 cm de diamètre et 5 cm de hauteur) dans leurs tubes PVC. Nous avons appliqué 4 pressions (0,1-0,2-0,3-1,6 bars)

et 4 répétitions par pression furent assurées pour tracer les courbes. Trois semaines à un mois furent nécessaires pour obtenir l'équilibre des pressions les plus faibles.

Les mesures en porosimétrie mercure furent effectuées avec le porosimètre 2000 et le modèle 120 de Carlo Erba (reliés à un IBM-PC) qui permettent d'avoir accès à des rayons d'entrée de pores compris entre 0,004 μm et 7,5 μm pour le premier et entre 7,5 μm et jusqu'à 750 μm pour le second (75 μm en pratique, la mesure étant effectuée manuellement). Ces mesures furent réalisées sur un échantillon cubique de 1 cm^3 , découpé à la scie et au cutter sur un bloc de sol qui a été préalablement séché à 105 °C pendant 48 heures.

Figure III. 10. Détermination des classes de pores à l'aide du graphique en $dV/d\log R$, en fonction du log du rayon d'entrée de pore r .



Les distributions des volumes poreux pour les mesures en porosimétrie par injection de mercure ont été analysées en utilisant les graphiques ayant en ordonnée $dV/d(\log r)$ et en abscisse le rayon d'entrée. Cette méthode permet de mieux individualiser les différentes classes de pores (Bruand *et al.* 1993, Fiès & Bruand 1990) (fig. III. 10).

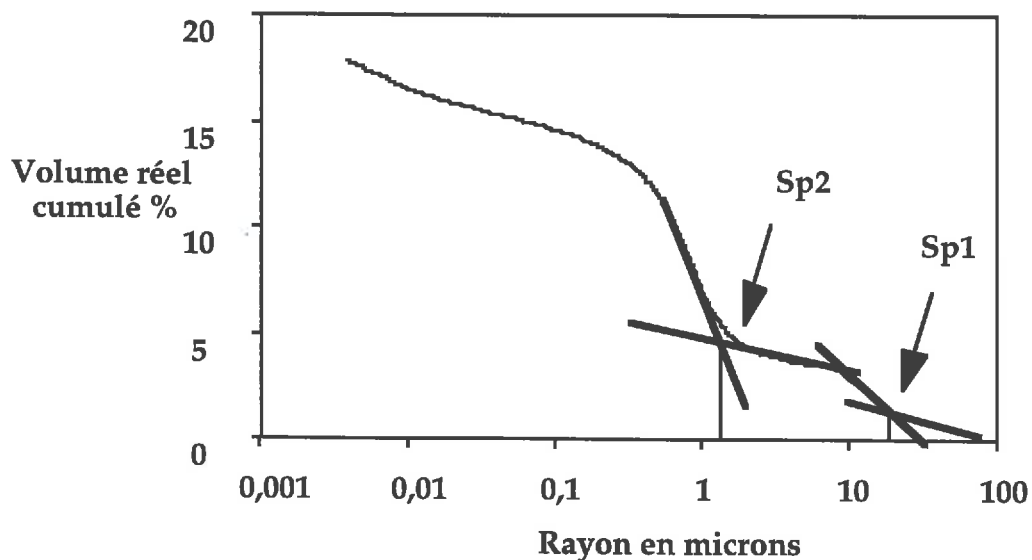
D'après certains travaux (Fiès 1984, 1992, Fiès & Bruand 1990, Thompson *et al.* 1987), nous pouvons interpréter ces différents volumes de pores (de même que leurs limites) de la façon suivante :

- Le volume 1 (fig. III. 10.) correspond au volume poral structural. Il prend en compte les micro fissures et les pores d'origines biologiques mais il faut

noter que sa mesure est sensible à la rugosité des mottes étudiées

- Le volume 2 correspond à la porosité lacunaire de Fiès. Il serait dû à l'assemblage des grains du squelette plus ou moins revêtus d'argiles.
- Le volume 3 correspond à la microporosité due à l'assemblage des argiles. Cette microporosité ne serait accessible que partiellement en raison des faibles dimensions des rayons d'entrée dans les pores.

Figure III. 11. Détermination des seuils de percolation Sp sur la courbe cumulée d'intrusion de mercure.



Nous avons également caractérisé manuellement *les seuils de percolation* (Thompson *et al.* 1987) sur les courbes cumulées d'intrusion de mercure (fig. III. 11.). Ces seuils Sp correspondent aux rayons équivalents pour lesquels il y a un début entrée massive de mercure. La présence de tels seuils démontre que les pores ne sont pas des tubes capillaires cylindriques identiques parallèles, comme le présuppose l'équation de Laplace, mais des réseaux complexes de pores interconnectés.

L'hétérogénéité des structures a également été mesurée à l'aide des *dimensions fractales* calculées à partir des courbes de porosimétrie mercure et de rétention d'eau.

Les dimensions fractales de masse ont été calculées à partir du modèle de Rieu et Sposito (1992a et 1992b) :

$$\theta(P) + 1 - \theta_{\max} = (P_{\min}/P)^{3-D_m}$$

Dans cette équation, θ_{\max} est la teneur volumique en eau à saturation (courbe de rétention) ou le volume de pores rempli de vide (porosimétrie mercure). Nous avons pris sa valeur égale à la porosité totale θ_{tot} et à la porosité obtenue par analyse d'image sur les lames minces θ_{MEB} . $\theta(P)$ est la teneur en eau ou en vide (porosimétrie mercure) à une pression P , P_{\min} est la pression d'entrée d'air (rétention d'eau) ou la pression minimale d'entrée de mercure (porosimétrie mercure) dans le milieu poreux et D_m est la dimension fractale de masse. Nous avons utilisé un ajustement log/log de cette expression pour calculer la dimension fractale D_m .

$$\text{Log} (\theta(P) + 1 - \theta_{\max}) = (D_m - 3) * \text{Log} P + ((3 - D_m) * \text{Log} P_{\min})$$

$$\text{Log} Y = (D_m - 3) * \log P + B$$

Ce modèle a été choisi car il permettrait de modéliser les courbes de rétention d'eau pour des sols dit fractals agrégés (Perrier 1995), mais aussi parce qu'il nous permet de calculer une dimension fractale de masse à partir des courbes de rétention d'eau et/ou des données de porosité mercure.

Les dimensions fractales d'interfaces pores-masses ont été calculées à partir des données de porosimétrie mercure et des courbes de rétention d'eau. L'intérêt de l'utilisation de la géométrie fractale en porosimétrie mercure a été mis en évidence par certains auteurs (Friesen & Mikula 1987, Bartoli *et al.* 1991, Friesen & Laidlaw 1993) qui ont montré que dV/dp ou dV/dr décroît de façon non linéaire en fonction du rayon. L'interface est fractale si le volume poral suit la relation suivante :

$$d(V>r)/dr \propto r^{2-D_s}$$

(où $(V>r)$ est le volume de pores envahi par le mercure de rayons équivalent $\geq r$ (le rayon))

ou, de façon tout à fait équivalente :

$$(dV>r)/dP \propto P^{D_s - 4} \quad (\text{où } P \text{ est la pression})$$

Friesen et Mikula (1987) et Ehrburger-Dolle *et al.* (1994) ont montré l'intérêt de l'utilisation de dV/dP pour la détermination de cette dimension fractale : $\log dV/dP$ donnerait une meilleure linéarisation que \log en fonction de \log de r dV/dR .

Nous avons calculé la dimension fractale d'interface sur les courbes

cumulées : l'erreur sur la pente est moins grande et seule cette méthode a pu être appliquée dans le cas des courbes de rétentions d'eau en raison du faible nombre de points de mesure (4) :

$$\text{Volume ou Porosité} \propto P D_s^{-3} \quad (\text{où } P \text{ est la pression})$$

Une revue bibliographique et une analyse critique de cette proportionnalité appliquée aux courbes de rétention d'eau vient d'être publiée (Bird *et al.* 1996).

III. 4 . Propriétés hydriques

III. 4. 1. Humidité volumique

La méthode gravimétrique permet de mesurer l'humidité pondérale et permet ainsi l'accès à l'humidité volumique. On détermine la masse d'un échantillon avant et après dessiccation (48 h) à 105°C.

Au cours de l'année 1993, l'humidité volumique des horizons de surface des trois sous-unités a été mesurée chaque semaine à partir d'un équipement TDR (Réflectométrie en Domaine Temporel, Yanuka *et al.* 1988), par P. Ansart du CEMAGREF de Boisy-le-Chatel.

Cette méthode permet de mesurer l'humidité *in situ* sans détruire le site de mesure. Elle est basée sur la relation qui existe entre la constante diélectrique et l'humidité volumique du sol. Une sonde composée de deux guides d'ondes est introduite sur 10 cm dans le sol, les deux guides permettant de propager l'onde électromagnétique dans le sol et de recevoir le signal qui est ensuite analysé afin d'obtenir l'humidité volumique.

III. 4. 2. Gonflement-retrait

Bien que les sols étudiés soient pauvres en argiles, les processus de gonflement-retrait sont néanmoins à prendre en compte pour interpréter les courbes de rétention d'eau, comme l'ont clairement démontré certains auteurs par simulation (Perrier 1995, Perrier *et al.* 1995).

Les propriétés de gonflement-retrait des sols de l'horizon de surface ont été caractérisées par G. Bellier, à l'aide d'un dispositif laser mis au point par E. Braudeau au laboratoire d'hydrophysique de L'ORSTOM de Bondy. Des échantillons de 4,8 cm

de diamètre et 5 cm de hauteur ont été prélevés à 5 cm de la surface. Ces cylindres sont réhumectés au laboratoire par capillarité. Après cette étape, ils sont posés sur le plateau d'une balance dans une étuve à 28 °C. Au cours de la dessiccation, les variations du diamètre ont été mesuré grâce à un capteur laser (Braudeau 1987). Dans cette étude, nous n'utiliserons que les résultats de la variation du volume massique final.

III. 4. 3. Stabilité structurale

La mesure de la résistance de mottes de sols à la désagrégation à l'eau a été effectuée à l'aide d'un appareil mis au point au CNRS par Bartoli *et al.* (1991), similaire à celui de Kemper et Rosenau (1986). Nous avons choisi de faire ces mesures à différentes humidités initiales obtenues à l'équilibre (pF).

Un cylindre de sol de 28,6 cm³ est divisé en 4 parties, après avoir été préalablement saturé par remontée capillaire et soumis à une pression d'équilibre (1,6-0,3-0,2-0,1 bars) à l'aide de la presse de Richard (voir paragraphe III. 4.). Une partie du sol sert à la mesure de l'humidité pondérale (105 °C pendant 48 heures), les trois autres parties (répétitions) étant posées dans 3 tamis de 200 µm qui sont placés dans 3 boîtes plastiques remplies de 200 ml d'eau distillée. Les tamis sont agités pendant une heure grâce à un plateau subissant des oscillations sinusoïdales d'une amplitude de 2 cm et d'une fréquence de 98 oscillations par minute. La quantité d'agrégats stables à l'eau correspond à la masse de sol restant sur le tamis après séchage à 105° C, moins la quantité de sables grossiers (quasiment négligeable), obtenue lors de l'analyse granulométrique.

III. 4. 4. Courbes de rétentions d'eau.

Le déroulement de l'obtention des courbes de rétention d'eau par drainage et les principes de calculs ont été développés dans le paragraphe III. 3. 3.

III. 4. 5. Conductivité hydraulique à saturation

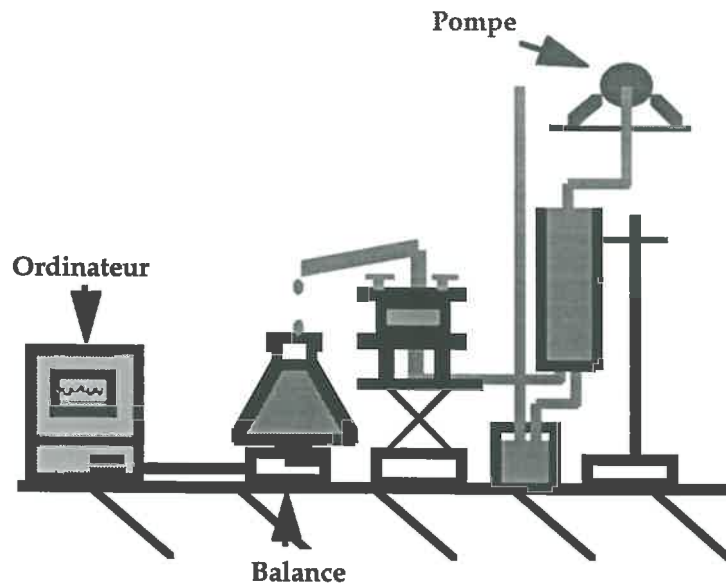
La dynamique du transfert de l'eau dans les sols peut être caractérisée par le coefficient de conductivité hydraulique K_s . Il décrit la faculté d'un milieu à transmettre de l'eau et son principe de mesure repose sur la loi de Darcy.

$$K_s = (Q * L) / (S * \Delta h)$$

K_s = conductivité hydraulique (cm/seconde), Q = débit (cm³/seconde), Δh = charge (cm), S = surface de l'échantillon (cm²), L = hauteur de l'échantillon (cm).

Nous avons mesuré la conductivité hydraulique K_s à charge constante en milieu saturé en utilisant la méthode décrite par Klute et Dirksen (1986). Un cylindre de sol non remanié de $251,3 \text{ cm}^3$ est saturé pendant 48 heures. Une charge d'eau distillée de 1 cm est appliquée pendant 8 heures et le débit de l'eau est enregistré toutes les minutes par l'intermédiaire d'un ordinateur (fig. III. 12.). Nous avons utilisé la valeur moyenne de la conductivité hydraulique ainsi calculée chaque minute pendant une période de près d'une heure.

Figure III. 12. Perméamètre à charge constante (Dessin de F. Burtin 1995)



III. 5. Analyses statistiques et géostatistiques

III. 5. 1. Analyses statistiques

Deux types de traitements ont été réalisés sur les données collectées, après avoir vérifié au préalable la normalité de leur distribution par le test de Kolmogorov-Smirnov (Scherrer 1984).

- Des tests paramétriques (ANOVA à 1 ou plusieurs facteurs), dans le cas d'échantillons composés de variables aléatoires ayant des distributions normales, pouvant être caractérisées par leurs moyennes et ou variances.
- Des tests non paramétriques (test de Kruskal-Wallis et de Mann-Whitney), lors d'échantillons portant sur des variables libres de distribution.

Lors de l'étude de la variabilité spatiale des propriétés structurales et hydriques (transects), une analyse multivariée (Analyse en Composantes Principales) a été réalisée afin de connaître les corrélations existantes entre les paramètres et pour discriminer les différentes zones d'influence le long de la toposéquence.

Toutes ces analyses statistiques ont été effectuées grâce aux logiciels STATVIEW, STATGRAPHIC et LOGITHEQ.

II. 5. 2. Analyses géostatistiques

La structuration spatiale a été mise en évidence par une étude géostatistique (semivariogrammes). C'est Matheron (1965) qui jeta le premier les bases théoriques des géostatistiques, méthodes qui permettent de rechercher et décrire la structure de la distribution d'un ou plusieurs paramètres appelés "variables régionalisées". Grâce à elles, on peut savoir comment les données sont corrélées dans l'espace ou dans le temps, à l'échelle des molécules ou du kilomètre : pour cela, il faut séparer la variance des échantillons en composante aléatoire et en composante spatiale (David 1977, Journel & Huijbregts 1978). Deux fonctions d'auto-corrélation sont utilisées en géostatistique, le corrélogramme $\rho^2(h)$ et le semivariogramme $\gamma(h)$. Ces deux fonctions sont liées par l'expression suivante :

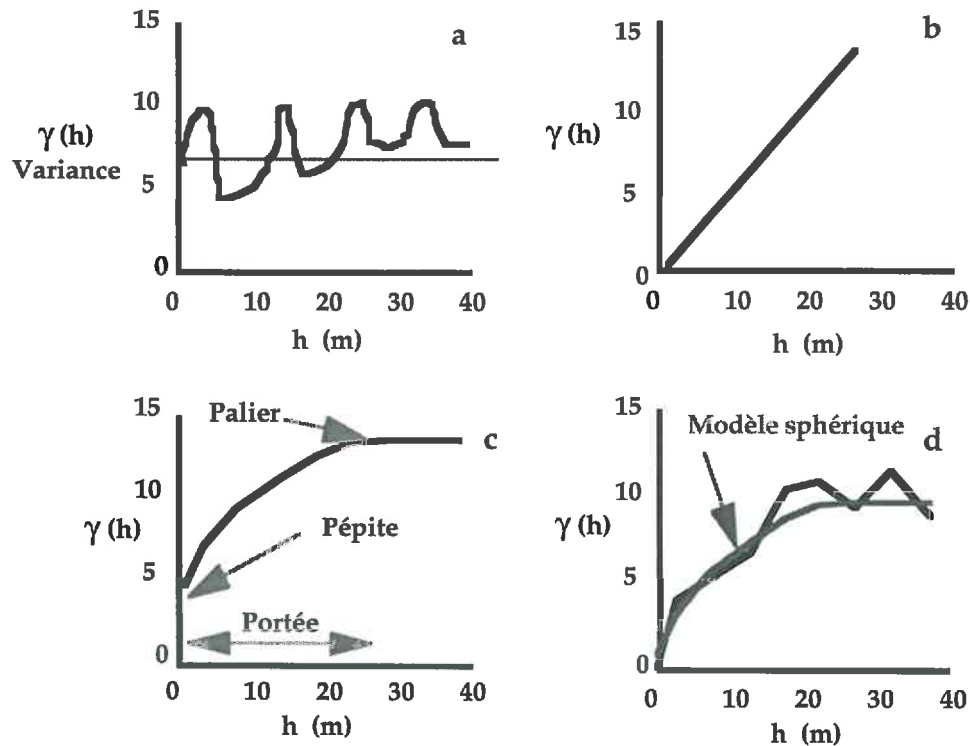
$$\rho(h) = 1 - \gamma(h) / \sigma^2$$

Deux hypothèses sont nécessaires pour l'étude de la structuration des fonctions aléatoires par les géostatistiques :

- *la stationnarité* : la loi de probabilité sur l'ensemble des réalisations réelles ou imaginaires est la même en tout point ;
- *l'ergodicité* : la réalisation unique étudiée déploie dans l'espace cette même loi de probabilité.

Le variogramme est un mode de représentation des auto-corrélations déterminant les écarts quadratiques moyens existants entre des mesures distantes de h . Cette méthode est beaucoup moins sensible à la non-stationnarité que ne l'est le corrélogramme, car elle est basée sur la différence entre les paires d'observations, alors que le corrélogramme mesure la force des associations linéaires entre paires.

Figure III. 13. Différents types de variogrammes : a) variogramme pépitique ou plat ; b) variogramme non borné ; c) variogramme borné ; d) variogramme borné à comportement périodique.



Il existe plusieurs types de *variogrammes* (fig. III. 13.) :

- Les *variogrammes pépitiques ou plats* (fig. III. 13a) :

Ils représentent un phénomène qui ne manifeste aucune auto-corrélation spatiale à l'échelle de l'échantillonnage. La variabilité spatiale est importante et ne peut être expliquée qu'à une échelle plus grande.

- Les *variogrammes bornés* (figs. III. 13c et 13d) :

La variance de la variable augmente jusqu'à une certaine distance appelée portée (fig. III. 13c) . Le palier atteint est égal à la variance de la structure spatiale et la portée s'interprète comme la distance maximale d'auto-corrélation entre deux points ; au-delà de cette distance, les points sont indépendants. En général les axes X et Y commencent à l'origine : on peut cependant observer parfois une discontinuité au niveau de l'ordonnée que l'on appelle "effet pépité" (fig. III. 13d). Cet effet pépité peut être imputé à des erreurs de mesures ou à une micro-régionalisation non visible à cause d'un pas d'échantillonnage trop grand.

Certains variogrammes bornés peuvent avoir un comportement périodique au-delà de la portée (fig. III. 13d). Ces périodicités peuvent être liées à une structure sous-jacente ou à une périodicité artificielle due à l'échantillonnage. Il paraît préférable d'analyser ces variations périodiques par des méthodes spécifiques de type analyse de fréquence.

- Les variogrammes non bornés (fig. III. 13b) :

L'interprétation est délicate pour ce type de variogramme car plusieurs cas de figure peuvent se présenter. On peut être en présence d'un variogramme à palier dont on n'a pas encore atteint la portée ou d'une tendance à plus grande échelle : l'échantillonnage choisi n'est alors pas suffisant pour faire apparaître le palier et l'on obtient un variogramme à variance infinie qui dépend de l'échelle d'observation.

Pour représenter les variogrammes, on peut adopter plusieurs types de modèles semi-empiriques :

- Le modèle sphérique

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C_0 + C (1,5 (h/a) - 0,5 (h/a)^3) & \text{si } h < a \\ \gamma(h) &= C_0 + C & \text{si } h > a \end{aligned}$$

où C_0 est la pépité, C la variance et a la portée, h la distance.

- Le modèle linéaire

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C_0 + (h/a) & \text{si } h < a \\ \gamma(h) &= C_0 + C & \text{si } h > a \end{aligned}$$

- Le modèle exponentiel

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= C_0 + C (1 - \exp(-h/r)) \\ &\text{où } r \text{ correspond à } 1/3 \text{ de la portée.} \end{aligned}$$

- Le modèle gaussien

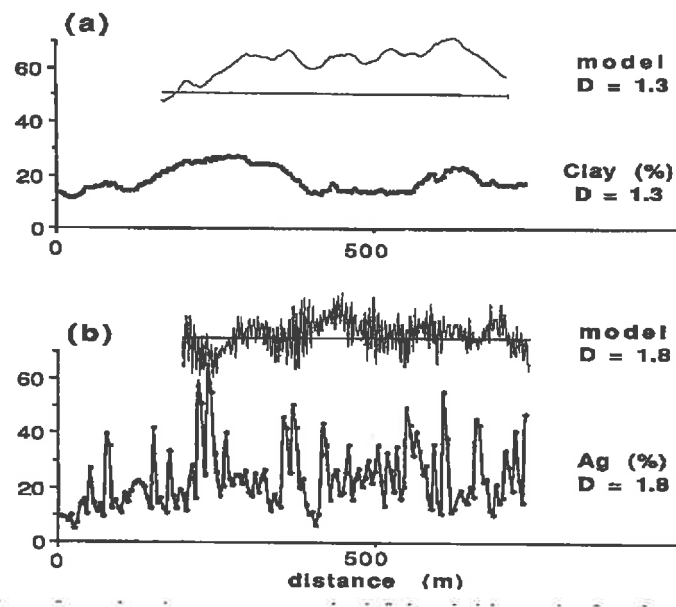
$$\gamma(h) = C_0 + C (1 - \exp(-|h|/a))^2$$

Il est possible de coupler plusieurs modèles pour décrire les variogrammes. Les modèles appliqués dans ce contexte ne sont que des approximations des modèles réels et la signification physique des portées et paliers ajustés s'en trouve considérablement réduite (Voltz & Bornand 1988, David 1977). Le choix d'un de ces modèles est très subjectif (Warrick *et al.* 1986) et leur ajustement se fait à l'oeil (Saddiq *et al.* 1985) ou à partir de logiciel (Walter 1990).

Les semi-variogrammes des variables étudiées sur les transects ont été calculés en utilisant le logiciel Statgeo (PC-MACINTOSH) développé par J. J. Royer (CRPG-CNRS, Vandoeuvre-lès-Nancy).

La géométrie fractale appliquée aux traitements géostatistiques permet d'apporter une signification physique à ces modèles semi-empiriques de variogrammes. Grâce au concept de mouvement brownien fractionnaire, on peut analyser la structuration spatiale de systèmes naturels désordonnés et hétérogènes (Burrough 1981). Le variogramme d'une fonction brownienne est caractérisé par une loi puissance dont le coefficient est égale à $4 - 2D$, D étant la dimension fractale de surface (invariant d'échelle) dans un espace à une dimension, avec $1 < D < 2$ (Gouyet 1992, Milne 1991, Feder 1988, Mandelbrot 1977, 1982). Cette dimension fractale de surface ($D_s = (4 - \text{pente})/2$) est déterminée directement à partir de la pente de la droite obtenue sur le graphique à double échelle logarithmique (log de la semivariance et log de l'espacement d'échantillonnage). Cette approche a été récemment utilisée en pédologie (Huang & Bradford 1992, Bartoli *et al.* 1995).

Figure III. 14. Fonctions browniennes fractionnaires observées le long de la toposéquence de Mélarchez. En haut de chaque graphique sont portées des simulations de mouvements browniens fractionnaires de dimensions fractales voisines (d'après Burrough 1989). Dans le graphique (a) correspondant à la variation spatiale des teneurs en argiles, la fonction est persistante ($D < 1,5$). Dans le graphique (b) correspondant à la variation spatiale des agrégats stables à l'eau (%), la fonction est antipersistante ($D > 1,5$). D'après (Bartoli *et al.* 1995).



Des dimensions fractales de surface inférieure à 1,5 correspondent à une corrélation positive des incréments et du bruit gaussien fractionnaire (la dérivée de la fonction de corrélation). Le mouvement fractal brownien est dit persistant (fig. III. 14a) : dans ce cas, ce sont les variations à longue distance qui prédominent.

Tableau III. 1. Objectifs de recherche, méthodes et paramètres pédologiques caractérisés.

Objectifs de recherche	Variabilité spatiale des caractéristiques des horizons de surface de la couverture pédologique	Impact des cycles humectation-dessiccation sur les propriétés structurales et hydriques	Relations structure-transfert
Méthodes et variables	<ul style="list-style-type: none"> - Granulométrie - Porosité totale - Humidité volumique - Taux de saturation - Conductivité hydraulique 	<ul style="list-style-type: none"> - Granulométrie - Porosité totale - Photogramme de blocs et micrographie MEB de lame mince - Porosimétrie mercure - Humidité volumique - Gonflement-retrait - Courbe de rétention d'eau - Conductivité hydraulique en milieu saturé. 	<ul style="list-style-type: none"> - Photogramme de blocs et micrographie MEB de lame mince - Porosimétrie mercure - Courbe de rétention d'eau
Traitements	<ul style="list-style-type: none"> - Traitements statistiques - Géostatistique - Approche fractale appliquée aux traitements géostatistiques 	<ul style="list-style-type: none"> - Traitements statistiques non paramétriques. - Analyse d'image - Géométrie fractale - Théorie de la percolation 	<ul style="list-style-type: none"> -Analyse d'image -Géométrie fractale - Théorie de la percolation

Tableau III. 2. Gammes de diamètres des pores explorés en fonction des méthodes utilisées pour caractériser la structure.

Méthodes	Diamètres des pores explorés.
Porosité totale	tous les pores
Analyse d'image	Photogramme 50 μm - 8 mm Lame mince (MEB) 0,4 μm - 250 μm
Porosimétrie mercure	0,008 μm - 90 μm
Rétention d'eau	0 - 30 μm

Au contraire, les dimensions fractales de surface supérieures à 1,5 correspondent à une corrélation négative des incréments et du bruit gaussien fractionnaire. Le mouvement fractal brownien est dit alors "antipersistant" et les variations aux courtes distances sont plus importantes (fig. III. 14b).

III. 6. Conclusion

De nombreuses méthodes ont donc été utilisées au cours de ce travail pour tenter de répondre à nos trois grands objectifs de recherche (voir tab. III. 1. pour une synthèse).

Les méthodes que nous avons employé pour caractériser la structure permettent de décrire la porosité mais aussi son fonctionnement (porosimétrie mercure et rétention d'eau) à différentes échelles d'observation (tab. III. 2.). Milieu poreux complexe, le sol ne peut pas être décrit par un seul paramètre structural : l'association de différentes caractéristiques comme la connectivité des pores, les dimensions fractales de masses et d'interfaces solide-pores, ou la distribution des pores peut toutefois nous permettre de mieux relier sa géométrie à son fonctionnement. Les recouvrements d'échelles de mesure entre les différentes méthodes nous permettront de comparer les résultats obtenus et d'améliorer ainsi nos interprétations.

L'étude de l'organisation spatiale et la caractérisation statistique des variables constituent également une des bases méthodologiques de notre travail.

En conclusion, les informations croisées que nous obtiendrons nous permettront de discriminer dans l'espace et dans le temps les horizons de surface du sol lessivé glossique en intégrant des variables de structure et de fonctionnement hydrodynamique (rétention d'eau, conductivité hydraulique). Elles nous permettront également de répondre à nos trois objectifs de recherche qui sont : (1) **l'étude de la variabilité spatiale des caractéristiques des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse** (chapitre IV), (2) **l'étude de l'impact des cycles humectation-dessiccations sur leurs propriétés structurales et hydriques** (chapitre V) et (3) **l'étude des relations structure-transfert** (chapitre VI).

CHAPITRE IV

**Variabilité spatiale de la texture et des
caractéristiques structurales et hydriques des
horizons de surface de la couverture
pédologique limoneuse de Mélarchez (Brie)**

IV. VARIABILITÉ SPATIALE DE LA TEXTURE ET DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES DES HORIZONS DE SURFACE DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSE DE MÉLARCHEZ (BRIE)

IV. 1. Introduction

Les caractéristiques de la couverture pédologique varient à la fois verticalement et horizontalement, ce qui rend nécessaire la description de son organisation. La connaissance de l'échelle et de l'intensité des variations spatiales des propriétés physiques et hydrodynamiques sont des informations importantes pour développer des schémas de prélèvements rationnels (nombre et espacement), pour faire des prévisions cartographiques, mais aussi pour comprendre la variabilité des transferts hydriques au sein des sols (Gascuel-Oudoux 1984, Bornand *et al.* 1993, Carter 1995).

L'approche pédologique classique repose sur des observations de terrain (texture, couleur, morphologie, environnement géologique, végétal et bioclimatique) ainsi que sur une expérience personnelle de diagnostic au niveau de la typologie des sols. Cette approche permet de regrouper les sols ou leurs horizons de surface en unités pédologiques, tout en sachant que des transitions existent entre ces groupes de sols. Chacune de ces unités peut être caractérisée par les valeurs de nombreux paramètres physiques, chimiques et biologiques (loi de distribution, moyenne, variance), en faisant l'hypothèse d'indépendance des échantillons de sol d'une même unité (variabilité spatiale aléatoire) (Gascuel-Oudoux 1987, Seyfried & Wilcox 1995). C'est ainsi que Fridland (1976) et Wilding et Drees (1978) ont pu écrire que les variations "fonctionnelles" des sols étaient celles qui pouvaient être comprises en terme de facteurs interactifs de genèse de sols, telles la roche-mère ou la pente, alors que les variations "aléatoires" intra-unités pédologiques ne pouvaient pas être reliées à ces facteurs relativement déterministes de pédogenèse.

L'approche géostatistique dont nous avons exposé les fondements dans le cadre du précédent chapitre (chapitre III), repose sur l'hypothèse généralement vérifiée que la variabilité spatiale des caractéristiques d'un sol, bien que stochastique est organisée dans l'espace. Les individus sont alors auto-corrélés entre eux, comme le montrent les résultats d'analyses spatiales de caractéristiques texturales, structurales et hydriques de différents sols (tab. IV. 1.).

Tableau IV. 1. Revue bibliographique (non exhaustive) d'études portant sur l'organisation spatiale de différentes variables texturales, structurales et hydriques, par l'intermédiaire des variogrammes.

Da = densité apparente ; Hv = humidité volumique ; Ks = conductivité hydraulique à saturation ; T° C = température ; Pfd = profondeur.

1 Variables	2 Sol	3 Transect dimension	4 Pas de mesure	4 Type	5 Modèle	6 Porté en mètre	7 Auteurs
11 paramètres physiques Résultats de Da et Hv	(Typic torrifluent soil Pima clay loam)	9 transects une direction plusieurs échelles	20 cm 2 m 20 m	Variogramme effet pépité		Da 20 cm = 3,4 Da 2 m = 2 Hv 20 cm = 2,4 Hv 2 m = 46	Gajem et al. 1981
Taux d'infiltration	(Yolo Loam)	160 X 55 m Echantillon irrégulier 1280 échantillons	Aléatoire	Variogramme	Sphérique	50-20	Viera et al. 1981
Ks Granulométrie	(Sandy typic torrifluent untilled)	X = 14,85 m Pfd Z = 5 m Deux directions	X = 15 cm Z = 7 cm	Variogramme effet pépité	Exponentiel	Ks en X = 0,6 D10 X = 0,83 Z = pas de structure	Byers et Stephen 1983
T° C Humidité volumique	(Silty loam soil)	80 m	0,68 m	Variogramme effet pépité	Sphérique périodicité	T° = 13 -14 Hv = 11	Davidoff et selim 1988
Ks (différents volumes) macroporosité Da Sable Limon Argiles	(Silty clay loam) Btg Horizon	370 mètres Une direction	10 mètres	Variogramme effet pépité	Linéaire Sphérique	Ks = 80 Macropore = 75-60 Limon = 60 Argile = 100	Lauren et al. 1988
Humidité volumique	(London silty clay loam)	Rang et inter rang	0,2 m	Les hypothèses ne sont pas vérifiées			Wesembeec et al. 1988
1) Hv Capacité au champs 2) Hv Saturation 3) Hv 0,005 MPa 4) Hv 0,01 MPa 5) Hv 0,03 MPa 6) Hv 0,1 MPa 7) Hv 1,5 MPa 8) Da 9) Ks	(Oliver silt loam)	80 m Une direction	0,30 cm Pfd = 0-10 cm	Variogramme effet pépité	Linéaire	1) 20 2) 20 3) 4) 5) 26 6) 18 7) 22 8) 20 9) 16	Burden et Selim 1989
Evaporation Da Granulométrie	Olton sandy clay loam	75 m X 75 m	1 m	Variogramme		Pas de structure	Lascano et Hatfield 1992
Humidité volumique	Sol brun lessivé	Vertical (250 m) et horizontal (400 m) aux rangs de maïs	1 m 10 cm	Variogramme	Sphérique	pas = 1 m axe horizontal Hv = 20 m pas = 10 cm axe horizontal Hv = 1,2 m	Chahir, 1991
Teneur O 18	Brun lessivés	2 transects 30 m	21 aléatoire 4 Pfd (30-40-50-60 cm)	Variogramme périodicité	linéaire	5 m	Gascuel- Odoux et Merot, 1991.
Macroporosité (> 50 m) Da % de saturation	Podzol humo-ferrique	0,22 ha 6 colonnes 12 lignes	1 m	Variogramme effet pépité	Linéaire	4	Carter 1995
Hv Ks	(Volcanic vesuvian soil)	135 m une direction	1,5 m Pfd 0,45 m	Variogramme effet pépité	Sphérique cyclique après 9 m	6	Ciollaro et Romano 1995

L'approche fractale appliquée aux traitements géostatistiques a permis de préciser que ces lois d'organisations spatiales étaient souvent des lois d'échelle de type fractal ou multi-fractal (Burrough 1981, 1983, Amstrong 1986, Culling 1986, Huang & Bradford 1992, Kemblowski & Chang 1993, Bartoli *et al.* 1995).

Ces organisations fractales ont été le plus souvent caractérisées par des valeurs de dimension fractale comprises entre 1,6 et 1,9. De telles valeurs correspondent à des organisations spatiales très désordonnées et anti-persistantes, c'est à dire à courte distance (voir III. 6. "Analyses statistiques et géostatistiques").

Cette approche combinée géostatistique et fractale est rarement associée à l'approche pédologique classique. Notre objectif est donc de les utiliser de façon complémentaire pour comprendre la variabilité spatiale des propriétés texturales, structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture limoneuse de Mélarchez (Brie).

Dans notre travail, les informations que nous obtiendrons en couplant l'approche pédologique, les géostatistiques et l'approche fractale ne seront pas directement utilisées pour développer des outils de modélisation et de simulation cartographique mais vont nous permettre :

- de discriminer et de caractériser les différentes zones d'influence le long de la topo-séquence de Mélarchez ;
- d'étudier dans l'espace les relations pouvant exister entre les propriétés structurales des horizons de surface et leurs propriétés hydriques (rétention et transfert) ;
- de mieux maîtriser les erreurs liées à notre échantillonnage saisonnier (chapitre V).

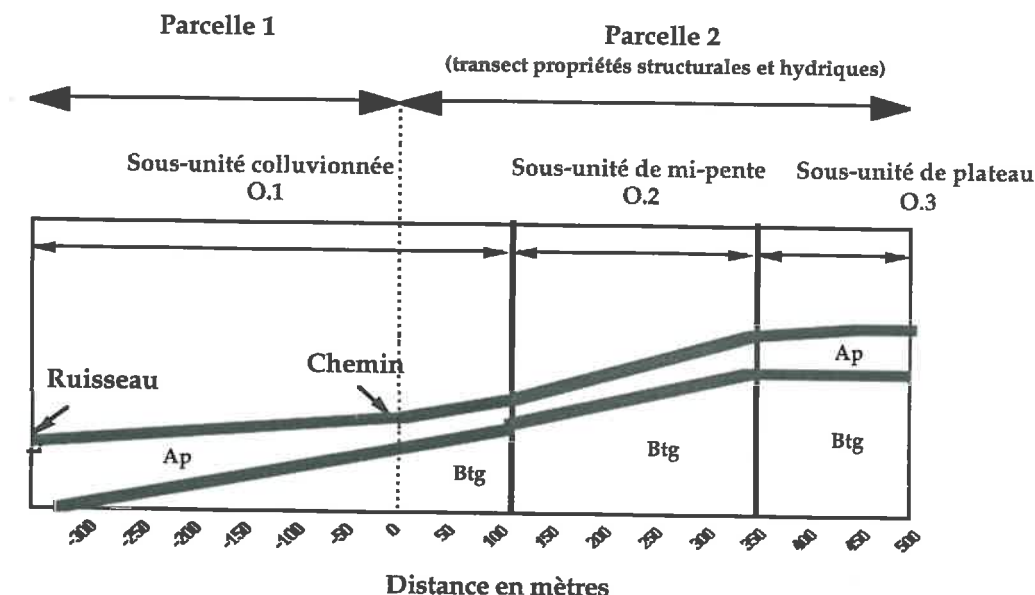
L'étude de la variabilité spatiale des caractéristiques texturales des horizons de surface nous permettra tout d'abord de nous situer par rapport aux trois sous-unités pédologiques précédemment décrites (paragraphe II. 3.).

Les résultats de l'étude de la variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques de ces horizons de surface feront l'objet de la deuxième partie de ce chapitre.

IV. 2. Variabilité spatiale des caractéristiques texturales des horizons de surface de la couverture limoneuse de Mélarchez (Brie)

Une analyse de variance à un facteur sur les données texturales du transect granulométrique de 750 mètres (voir paragraphe III. 1. et fig. IV. 1.) a permis de mettre en évidence une hétérogénéité au sein des trois sous-unités pédologiques (tab. IV. 2.).

Figure IV. 1. Transect de Mélarchez (750 mètres) échantillonné en Septembre 1991 et localisation des trois sous-unités du sol brun lessivé glossique.



La sous-unité pédologique O.1, placée en bas de la topo-séquence (pente 1-2%) est épaissie par des apports colluviaux. Elle dispose de la teneur en limons fins la plus élevée : ceci pourrait s'expliquer par un grano-classement le long de la pente lors des périodes de ruissellement (tab. IV. 2.).

Tableau IV. 2. Caractéristiques texturales des horizons de surface des trois sous-unités pédologiques du transect de Mélarchez. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux écart-types et les comparaisons entre moyennes ont été effectuées à partir de la plus petite différence significative du test de Fisher. Lorsque des groupes de valeurs sont significativement différents au seuil de 5 %, ils sont notés par des lettres différentes O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

	Sous-unité O.1	Sous-unité O.2	Sous-unité O.3	ANOVA
Epaisseur horizon A	50 - 70 cm	20 - 40 cm	50 cm	
Sables %	4,7 (1) A	3,9 (0,6) B	5,2 (0,6) C	F = 22,6, p = 0,0001
Limons grossiers %	42,8(4,6) A	37,8 (3,4) B	45,1 (2,2) C	F = 38,9, p = 0,0001
Limons fins %	34,8 (3,3) A	31,9 (2,2) B	33 (0,9) B	F = 17,8, p = 0,0001
Argiles %	16,5(2,9) A	24 (2,6) B	15,2 (2,1) C	F = 141, p = 0,0001
Fer CBD%	0,53(0,12) A	0,87 (0,065) B	0,63 (0,13) C	F = 138,5, p = 0,0001
n	69	45	32	

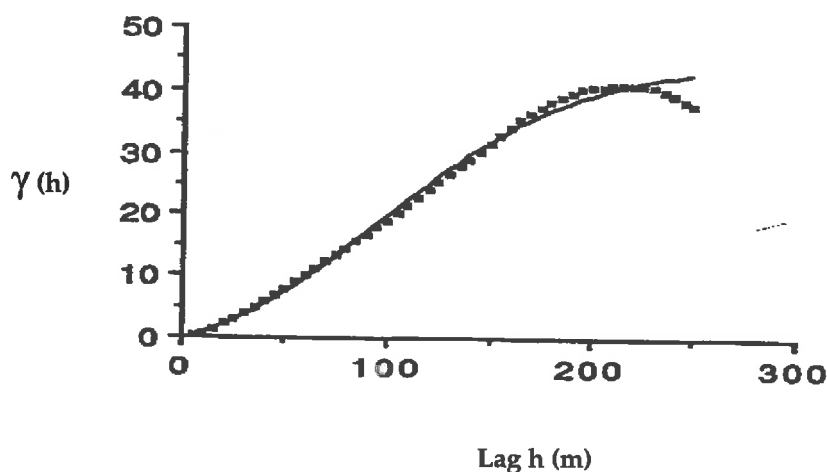
La sous-unité O.2 placée à mi-pente dans la topo-séquence (pente 3-6 %) est tronquée par l'érosion. Cette unité possède la valeur moyenne la plus élevée en argiles et, corrélativement, la valeur moyenne la plus faible en limons grossiers. L'horizon A_p est régulièrement enrichi en argiles provenant de l'horizon B_{tg} par l'intermédiaire des labours (tab. IV. 2.).

La sous-unité O.3 est placée en haut de la topo-séquence (pente 0-1%) ; elle possède la valeur moyenne la plus élevée en limons grossiers (tab. IV. 2.).

De plus, il existe une corrélation entre la teneur en argiles et l'humidité pondérale au moment du prélèvement ($r = 0,61$, $n = 146$, $p < 0,001$). Celui-ci a été effectué en septembre 1991, à une période où le sol était proche de pF 4,2. Des résultats similaires ont été observés par Voltz et Bornand (1988) qui ont trouvé une corrélation positive entre les argiles et l'humidité mesurée à pF 4,2. Cette humidité pourrait être associée à la micro-porosité développée par les argiles.

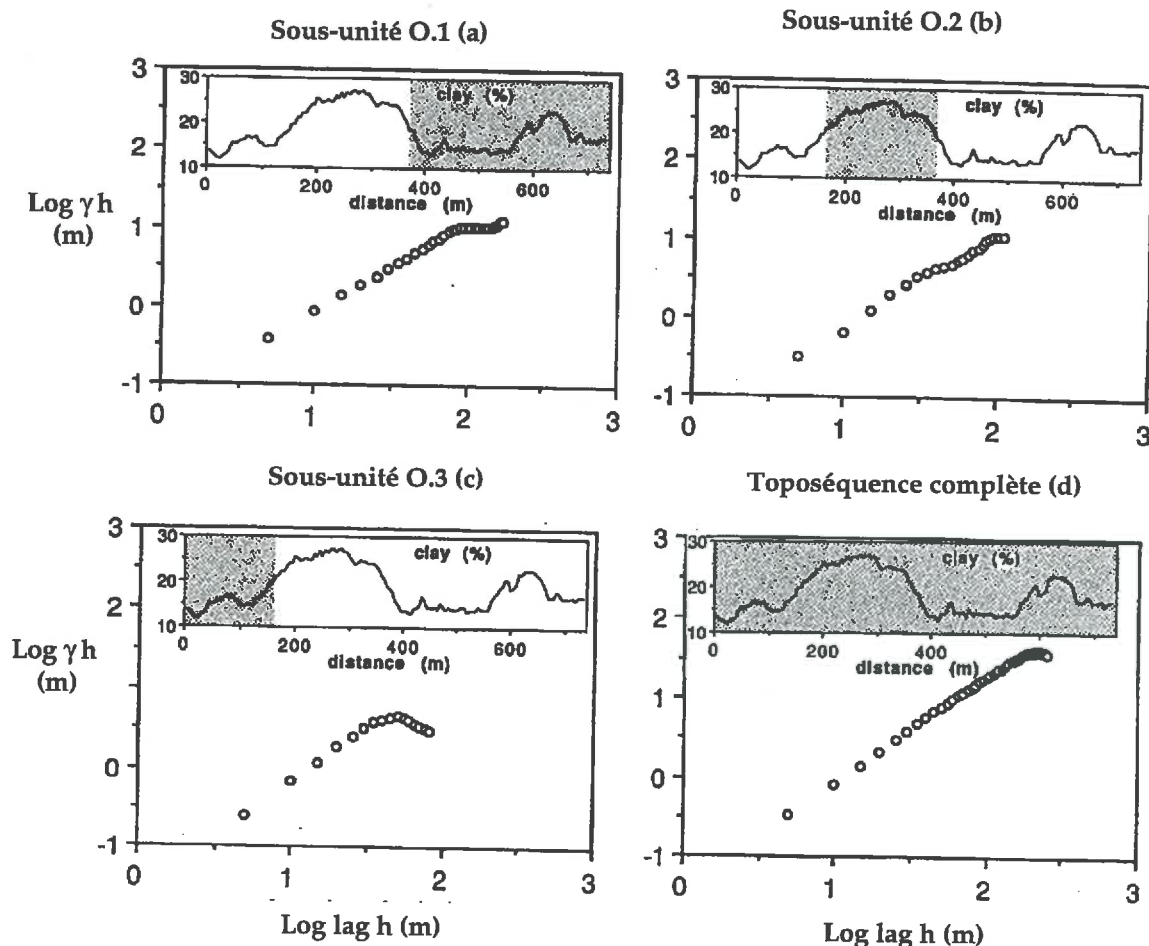
Les **variogrammes de la teneur en argiles** de chacune des trois sous-unités pédologiques et de l'ensemble du transect ont pu être ajustés par des modèles gaussiens et sphériques emboîtés, généralement sans effet pépité (fig. IV. 2.).

Figure IV. 2. Variogramme de la teneur en argiles mesuré sur l'ensemble du transect et ajusté par deux modèles emboîtés : un modèle gaussien ($a = 150$ m ; $c = 25$ (voir p. 44)) et un modèle sphérique ($a = 360$ m ; $c = 26$). (D'après Bartoli et al. 1995).



La structure spatiale à courte distance correspond à un phénomène persistant attribué au modèle gaussien, mais près de 50 % de la structure spatiale est représentée par un modèle sphérique à longue distance.

Figure IV. 3. Variation spatiale de la teneur en argiles (%) pour chacune des sous-unités et pour l'ensemble du transect de 750 mètres. Les variogrammes sont présentés avec une double échelle logarithmique et chacune des sous-unités est remplacée par rapport au transect total à partir des zones grisées. La notation des distances est inversée sur ce graphique, le point 0 se situe sur le plateau alors qu'il était au bas de la pente pour les autres graphiques (D'après Bartoli et al. 1995).



La variabilité spatiale des teneurs en argiles des horizons de surface est de type fractal persistant (voir paragraphe III. 6. et la fig. IV. 3.), avec des domaines de 75, 95 et 35 mètres et des dimensions fractales correspondantes de 1,3, 1,42 et 1,42 pour les sous-unités colluvionnée O.1, de mi-pente O.2 et de plateau O.3, respectivement.

La modélisation la plus nette est celle correspondante à la sous-unité colluvionnée O.1 (fig. IV. 3a). Le variogramme des argiles, en unités log-log, est linéaire de 5 à 75 mètres : ceci est très caractéristique d'un processus fractal statistique ($D = 1,42$). Après la portée (90 mètres), un domaine non fractal ($D = 2$) est mis en évidence (Gouyet 1992). Une zone de transition de 75 à 90 mètres a pu être établie grâce à l'utilisation du concept de dimension fractale locale (Bartoli et al. 1995).

Dans le cas de la sous-unité pédologique de mi-pente O.2, le domaine fractal de 95 mètres est caractérisé par des fluctuations périodiques de 30 mètres autour de la droite, dont la pente nous a permis de calculer la dimension fractale ($D = 1,42$)

(fig. IV. 3b). De telles fluctuations périodiques dans le domaine fractal ont déjà été observées par Burrough (1983) et sont interprétées comme des zones de transition séparant de petits domaines fractals (loi d'échelles non continue).

Même si des interactions existent entre les trois sous-unités pédologiques, nous avons combiné les données texturales afin de caractériser la variabilité spatiale de la teneur en argiles de l'ensemble des horizons de surface (fig. IV. 3d). La portée (210 mètres) correspond alors à la limite supérieure du domaine fractal, caractérisé par une dimension fractale de 1,33.

Le fait que le domaine fractal (210 m) soit nettement plus grand que celui de chaque sous-unité pédologique (75, 95 et 35 m pour les sous-unités de bas de pente O.1, de mi-pente O.2 et de plateau O.3, respectivement) est encore inexpliqué.

La cause la plus plausible pourrait être déterministe, cette distance de 210 mètres étant du même ordre de grandeur que la distance de séparation des différentes sous-unités pédologiques. On pourrait aussi évoquer la possible non stationnarité (paragraphe III. 6.) du paramètre étudié, comme cela a été précédemment suggéré en science du sol par Gajem *et al.* (1981) et Warrick *et al.* (1986).

En conclusion, l'utilisation de l'approche fractale appliquée aux traitements géostatistiques révèle une logique et un mode d'organisation relativement ordonné pour les argiles totales, les dimensions fractales de surface étant inférieures à 1,5 dans chacune des trois sous-unités pédologiques. Ce phénomène est caractéristique de processus browniens fractals de type persistant (voir le paragraphe III. 6. et notamment la fig. III. 13.).

Ceci permet d'établir que la variabilité spatiale des caractéristiques texturales des horizons de surface est surtout expliquée par des variations à longue distance, notamment la distribution dans l'espace des sous-unités pédologiques et non pas par des variations à courte distance liées par exemple à l'organisation locale des mottes de sol due aux pratiques culturales.

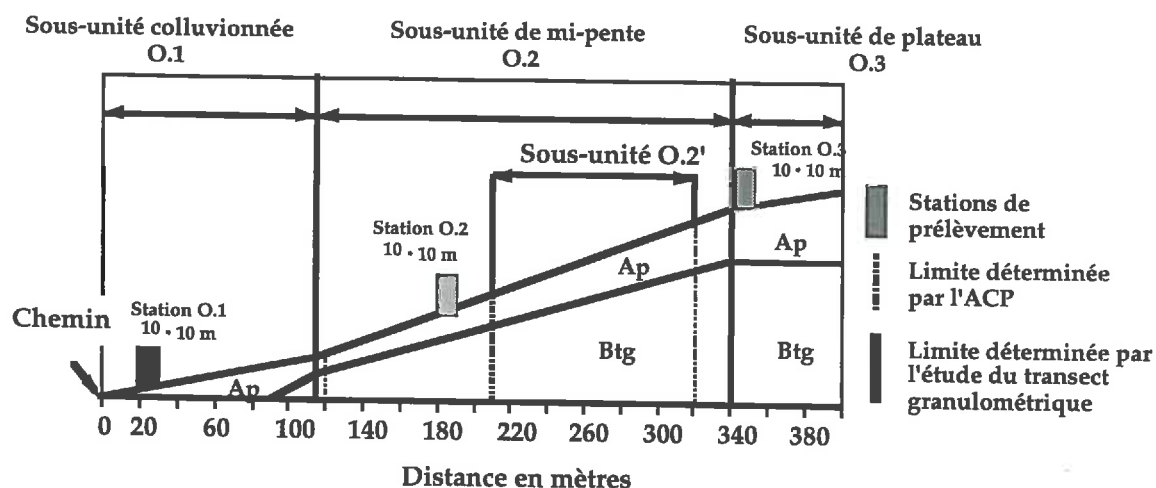
Sur un plan très pratique, cela signifie également que les caractéristiques texturales des horizons de surface varient très peu à courte distance. Il est donc possible d'effectuer des échantillonnages de sols saisonniers dans des carrés de 10 mètres sur 10 (paragraphe III. 1.), les caractéristiques texturales de ces horizons de surface changeant très peu dans cet espace réduit (ce que nous avons effectivement contrôlé, voir chapitre V).

Nous allons maintenant étudier les variabilités spatiales des caractéristiques structurales et hydriques de ces horizons de surface afin (1) de les comparer aux variabilités spatiales de leurs caractéristiques texturales et (2) de situer notre étude de l'évolution temporelle de ces propriétés structurales et hydriques au cours d'une saison de culture.

IV. 3. Variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture limoneuse de Mélarchez (Brie)

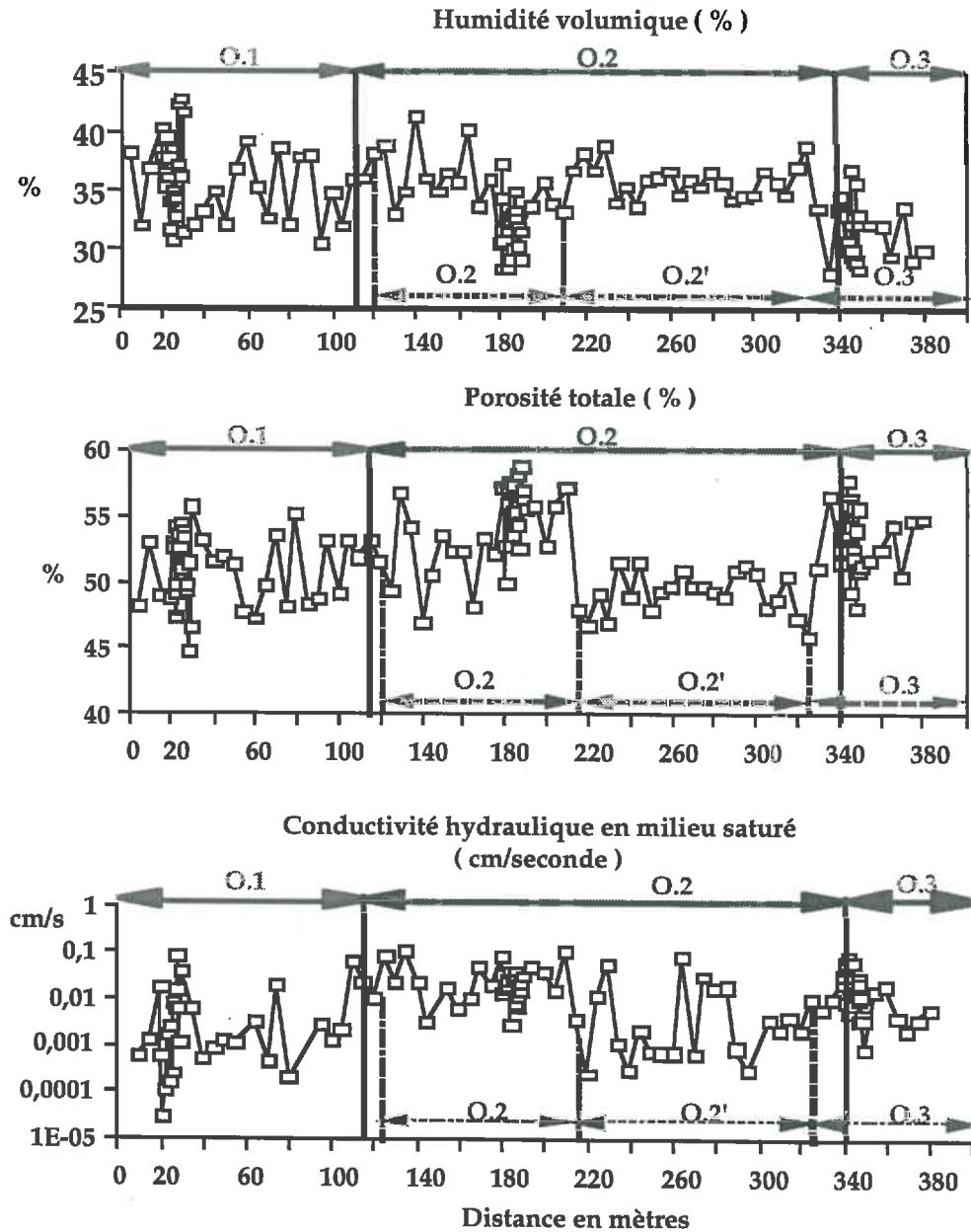
Rappelons que l'étude de la variabilité spatiale des caractéristiques structurale (Porosité P_{oro}) et hydriques (humidité volumique H_v et conductivité hydraulique K_s) de l'horizon superficiel n'a été réalisée que sur une portion de 375 mètres du transect granulométrique, prélevé en décembre 1994 (voir paragraphe III. 1. et fig. IV. 4.).

Figure IV. 4. Transect de Mélarchez (375 mètres) échantillonné en décembre 1994 et localisation des stations représentatives des trois sous-unités du sol brun lessivé glossique (le chemin est situé à 350 mètres en amont du ru de Mélarchez).



Une analyse statistique classique de ces paramètres constitue un préalable indispensable à l'utilisation de l'approche fractale appliquée aux traitements géostatistiques.

Figure IV. 5. Variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques le long du transect de Mélarchez (1-2 décembre 1994). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



IV. 3. 1. Analyse statistique des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface

Quatre zones notées O.1, O.2, O.2' et O.3 ont été différenciées par des méthodes semi-empiriques (à l'oeil et au vu de la fig. IV. 5.)

La zone O.2' (notée ainsi en raison de sa présence au sein de la zone O.2) possède des caractéristiques structurales et hydriques particulières qui la placent un peu à part de la sous-unité pédologique O.2, au sein de laquelle elle se situe pourtant : ceci serait attribuable à un phénomène de tassement. Aucune vérification granulométrique n'a été effectuée dans cette sous-unité O.2', mais un contrôle à l'oeil et au toucher démontre qu'elle est plus limoneuse que les échantillons de la sous-unité O.2. On pourrait donc être en présence d'une zone en micro-cuvette de versant où des apports de limons se seraient accumulés lors des périodes de ruissellement. La station choisie pour représenter la sous-unité de mi-pente O.2 n'est cependant pas située dans cette zone relativement marginale par rapport à nos connaissances pédologiques locales.

L'analyse en composantes principales, effectuée sur les variables de distance h , de conductivité hydraulique K_s , d'humidité volumique H_v et de porosité P_{oro} , nous a permis de distinguer 2 zones (O.1 et O.2-O.2'-O.3).

Nous avons tout d'abord démontré que les distributions des valeurs de porosité et d'humidité volumique suivent une loi normale (test de Kolmogorov Smirnov : porosité totale : $D_{max} = 0,0696$, $p = 0,555$, ; humidité volumique : $D_{max} = 0,0367$ et $p = 0,995$) et que les coefficients de variation de ces paramètres sont inférieurs à 10 %, quel que soit le pas d'échantillonnage (5 ou 0,5 mètres) et le type de sous-unité pédologique (tab. IV. 3.). Ils correspondent à de faibles variabilités, identiques à celles des variables dites "statiques" (Gascuel-Oudoux 1984).

A l'opposé, la distribution de la conductivité hydraulique est log-normale ($D_{max} = 0,05398$, $p = 0,123$) et les coefficients de variation sont toujours supérieurs à 50% (tab. IV. 3.). Ces coefficients de variation élevés sont ceux que l'on trouve couramment pour les variables dites "dynamiques" (Anderson & Cassel 1986, Lauren *et al.* 1988, Ogden *et al.* 1992, Russo & Bouton 1992).

Tableau IV. 3. Paramètres statistiques des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface de chaque sous-unité pédologique, en fonction du pas d'échantillonnage (5 mètres et 0,5 mètres). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

	N	Ks moyenne cm/s	Ks écart-type	CV Ks	Hv moyenne %	Hv écart-type	CV Hv	Poro moyenne %	Poro écart- type	CV poro	Sat moyen- ne	Sat écart- type	CV sat
O.1 pas de 5 m	24	0,007406	0,01499	202,5	35,13	2,84	8,1	50,99	2,44	4,8	69,24	8,50	12,3
O.1 pas de 0,5 m	21	0,008438	0,01939	229,8	34,46	3,53	10,2	50,57	3,24	6,4	72,78	11,66	16
O.2 pas de 5 m	19	0,037121	0,03403	91,7	35,17	2,76	7,8	52,99	3,20	6	66,89	9,37	14
O.2 pas de 0,5 m	21	0,021866	0,01929	88,2	31,73	2,20	6,9	55,5	2,21	3,9	57,40	6,26	10,9
O.2' pas de 5 m	22	0,01089	0,02053	188,5	35,76	1,31	3,7	49,44	1,47	3	72,45	4,73	6,5
O.3 pas de 5 m	12	0,013576	0,02283	122,1	31,93	2,90	9,1	52,65	2,88	5,5	61,09	9,28	15,2
O.3 pas de 0,5 m	21	0,013576	0,01658	159,9	31,98	2,30	7,2	53,54	2,44	4,6	60,01	6,91	11,5
transect pas de 5 m	76	0,016772	0,02538	151,3	34,81	2,74	7,9	51,46	3,05	5,9	67,79	8,84	12,8
transect pas de 0,5 m	63	0,017924	0,02135	119,1	33,39	2,23	6,7	54,57	2,49	4,6	58,71	6,64	17,1

Tableau IV. 4a. Moyennes et coefficients de variation CV de la porosité totale (tous pas d'échantillonnage confondus) des horizons de surface (voir fig. IV. 3.). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Sol	N	Moyenne	Ecart-type	Variance	CV
O.1	42	50,7	2,8	7,8	5,5 %
O.2	37	54,2	3	9,2	5,6 %
O.2'	22	49,3	1,6	2,6	3,3 %
O.3	29	53,5	2,3	5,4	4,3 %

Tableau IV. 4b. Comparaisons des moyennes de la porosité totale effectuées à partir du test de Newman-Keuls. NS = moyennes non significativement différentes. + et ++ : moyennes significativement différentes à $P < 0,05$ et $P < 0,01$, respectivement. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Poro	O.1	O.2	O.2'	O.3
O.1		++	NS	++
O.2			++	NS
O.2'				++

Cependant, la variabilité de la conductivité hydraulique est moins importante dans la sous-unité la plus argileuse de mi-pente O.2 (CV = 92-88 %) qu'au sein des deux sous-unités les plus limoneuses de bas de pente O1 et de plateau O.3 (CV O.1 = 230-202 % ; CV O.3 = 168-122 %) (tab. IV. 3.).

De plus, des analyses de variances (ANOVA à un facteur et analyse de Kruskal-Wallis) sur les valeurs de porosité, d'humidité volumique et de conductivité hydraulique nous ont révélé une hétérogénéité de l'ensemble du transect pour chacun de ces paramètres, cette hétérogénéité étant expliquée par la présence des quatre sous-unités (porosité $F = 11,2$, ; $p < 0,001$; l'humidité volumique $F = 10$, $p < 0,001$; conductivité hydraulique $H = 40,6$, ; $p < 0,001$).

La porosité est la plus élevée dans les sous-unités de mi-pente O.2 et de plateau O.3, qui ne sont pas significativement différentes l'une de l'autre (tab. IV. 4a et 4b). On peut classer les moyennes de porosité totale des 4 sous-unités comme suit :

$$O.2 \geq O.3 > O.1 \geq O.2'$$

(le signe \geq signifiant supérieur mais pas statistiquement différent et le signe $>$ illustrant une différence significative au seuil de 5%).

A l'inverse de la porosité, l'humidité volumique est la plus élevée dans l'unité colluvionnée O.1 et la sous-unité de mi-pente O.2' (tab. IV. 5a et 5b). Les différentes moyennes de l'humidité volumique peuvent être classées comme suit :

$$O.2' \geq O.1 > O.2 > O.3$$

On ne peut donc pas mettre en évidence un gradient continu d'augmentation de l'humidité du sol du plateau au bas de pente à cause de cette sous-unité O.2' placée à mi-pente.

Enfin, les valeurs moyennes de conductivité hydraulique à saturation de la station de mi-pente O.2 sont plus élevées que dans les autres sous-unités. Cependant, on ne peut mettre en évidence de différence significative qu'entre la sous-unité colluvionnée O.1 et la sous-unité de mi-pente O.2 (tab. IV. 6a et 6b). Les différentes moyennes de conductivité hydraulique à saturation peuvent être classées comme suit :

$$O.2 \geq O.3 \geq O.2' > O.1$$

Tableau IV. 5a. Moyennes et coefficients de variation de l'humidité volumique (tous pas d'échantillonnage confondus) des horizons de surface (voir fig. IV. 3.). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Sol	N	Moyenne	Ecart-type	Variance	C.V
O.1	42	35,8	3,2	10,1	8,9 %
O.2	37	33,5	3,1	9,4	9,2 %
O.2'	22	35,9	1,4	2	4 %
O.3	29	31,7	2,3	5,1	7,1 %

Tableau IV. 5b. Comparaison des moyennes de l'humidité volumique effectuées à partir du test de Newman-Keuls. NS = moyennes non significativement différentes. + et ++ : moyennes significativement différentes à $P < 0,05$ et $P < 0,01$, respectivement. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Hv	O.1	O.2	O.2'	O.3
O.1		+	NS	++
O.2			+	++
O.2'				++

Tableau IV. 6a. Moyennes et coefficients de variation de la conductivité hydraulique à saturation (tous pas d'échantillonnage confondus) des horizons de surface (voir fig. IV. 3.). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Sol	N	Moyenne	Ecart-type	Variance	CV
O.1	42	0,008	0,017	0,000289	213 %
O.2	37	0,027	0,027	0,000729	100 %
O.2'	22	0,011	0,02	0,000121	182 %
O.3	29	0,019	0,021	0,000361	111 %

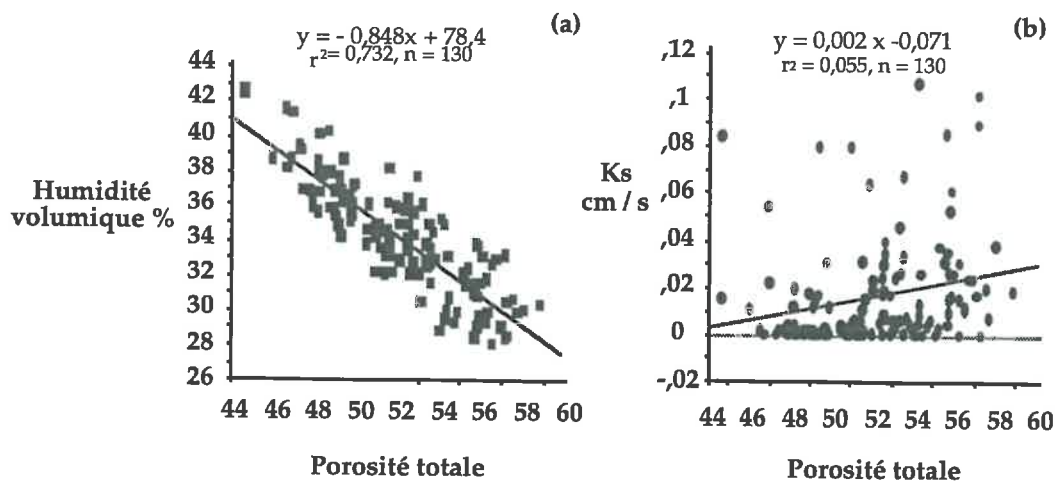
Tableau IV. 6b. Comparaisons des valeurs de conductivité hydraulique en milieu saturé effectuées à partir du test basé sur les aires limitées par la courbe normale. NS = moyennes non significativement différentes. + et ++ : moyennes significativement différentes à $P < 0,05$ et $P < 0,01$, respectivement. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Ks	O.1	O.2	O.2'	O.3
O.1		++	NS	++
O.2			++	NS
O.2'				NS

Après l'analyse des distributions de chacun des paramètres structuraux et hydriques étudiés, nous avons procédé à l'étude de la matrice de corrélations.

Une corrélation négative entre l'humidité volumique du sol et la porosité a tout d'abord été clairement établie pour l'ensemble des horizons de surface étudiés ($r = -0,86$; $n = 130$; $p < 0,0001$; fig. IV. 6.).

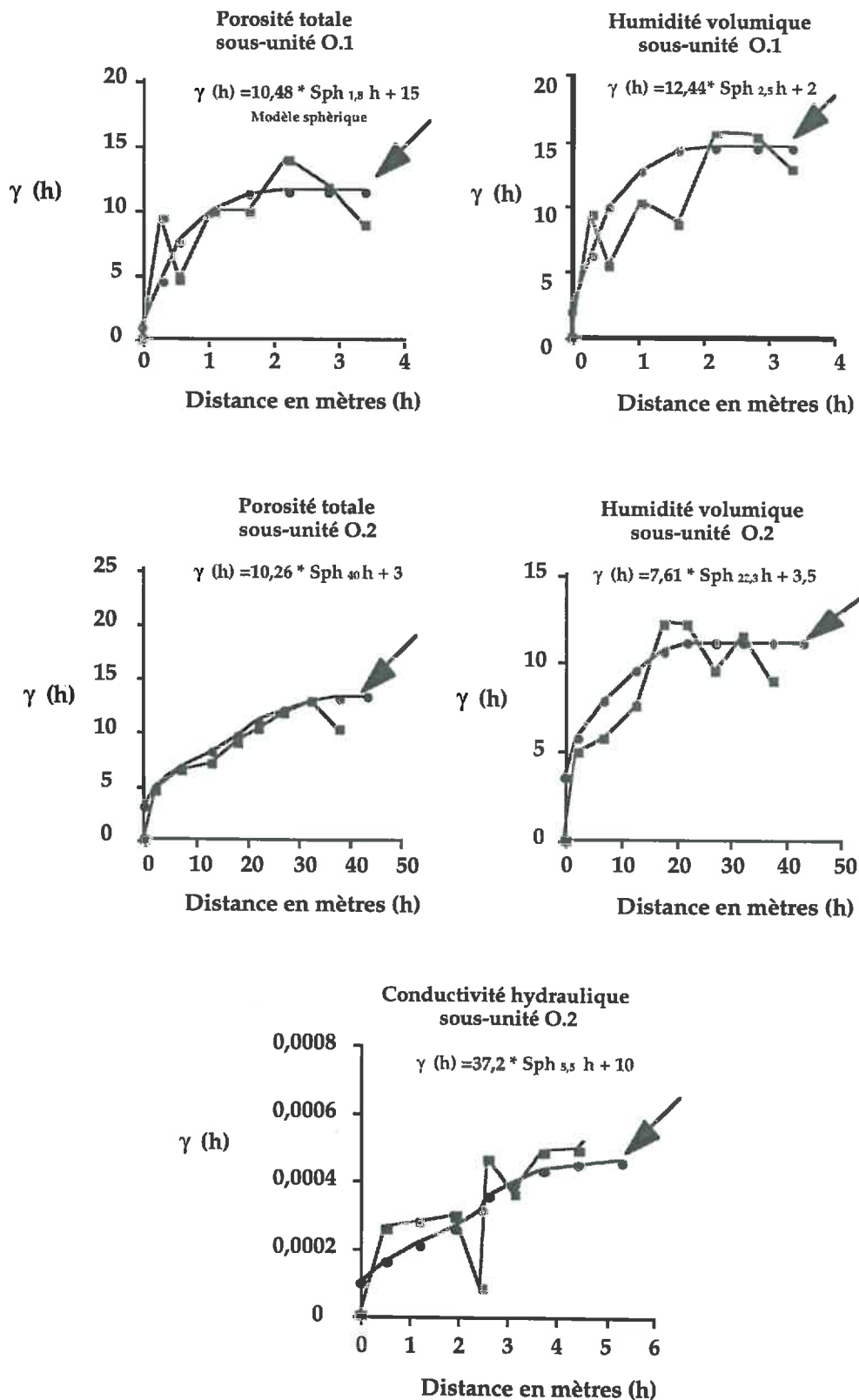
Figure IV. 6. Régression entre l'humidité volumique (a), la conductivité hydraulique (b) et la porosité totale sur l'ensemble des données du transect de Mélarchez de 375 mètres (horizons de surface).



Ce type de corrélation négative n'est pas couramment observée dans la littérature. En effet, il est soit très difficile de corrélérer l'humidité mesurée à la densité apparente (d_a) (Voltz & Bornand 1988, Williams *et al.* 1992), soit cette corrélation humidité-porosité est positive (corrélation spatiale dans le cas des résultats de Burden & Selim (1989), corrélations non-spatiales dans le cas des résultats de Bruand *et al.* (1996). Ces corrélations positives eau-porosité varient alors de façon secondaire avec la teneur en argiles du sol, dont l'eau retenue est caractérisée dans la gamme de potentiels matriciels de pF 2,5 à pF 4,2 (Bruand *et al.* 1996).

Il est important de rappeler qu'au moment de nos mesures, nous sommes en période hivernale, caractérisée par une forte pluviométrie. Le sol est donc très humide mais non saturé et l'eau circulerait préférentiellement dans la macroporosité. De plus, nos résultats statistiques précédents indiquent qu'il n'y a pratiquement pas d'effet sous-unité pédologique (texture) entre la sous-unité O.2 et la sous-unité O.3 sur les paramètres structuraux et hydriques étudiés alors que nous avons identifié une tendance à un gradient topographique d'augmentation de l'humidité volumique, et, corrélativement, de diminution de la porosité totale, du plateau à la zone colluvionnée de bas de pente.

Figure IV. 7. Variogrammes bornés des caractéristiques structurales et hydriques (humidité volumique, porosité totale et conductivité hydraulique) des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Mélarchez et leur modèles sphériques associés, pour les sous-unités O.1 et O.2. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse.



Mais l'origine d'une tendance à un gradient topographique de porosité reste à élucider. A l'opposé, en Automne, lorsque les sols sont secs, l'humidité pondérale de ces sols est corrélée positivement à leur teneur en argiles (Bartoli *et al.*, 1995).

Afin d'expliquer cette relation inverse entre l'humidité volumique et la porosité, nous suggérons donc que les transferts d'eau dans les horizons de surface de cette couverture pédologique limoneuse sont essentiellement latéraux, avec un drainage plus rapide au sein des sols des sous-unités pédologiques de plateau et de mi-pente, les plus poreux à cette période de l'année.

Cette hypothèse de relation existant entre la porosité, la connectivité des pores et la capacité des sols à drainer est validée par le fait que la conductivité hydraulique en milieu saturé est corrélée avec la porosité (poro : $r = 0,212$, $p = 0,007$; H_v : $r = 0,002$, NS, $n = 130$ dans les deux cas). Cependant, même si cette relation positive entre la conductivité hydraulique à saturation et la porosité est significative, les points sont très dispersés (fig. IV. 6b.).

Il a été démontré que la conductivité hydraulique n'est pas entièrement contrôlée par la porosité totale (Russo & Bouton 1992) mais plutôt par la macroporosité ou la porosité structurale (corrélations positives linéaires ou non linéaires : Fiès 1982 *in* Tamari 1992, Lauren *et al.* 1988, Mbagwu 1995).

La porosité totale est donc un paramètre trop global qui ne prend pas en compte suffisamment la tortuosité et la porosité effective pour le transfert. De plus, il faut aussi rappeler que nos mesures de densité apparente ont été effectuées sur des échantillons de sol distincts de ceux sur lesquels nous avons effectué les mesures de conductivité hydraulique et, comme nous le montre l'étude statistique, ce paramètre a un fort coefficient de variation (tab. IV. 6.).

Néanmoins, cette hypothèse de relation existant entre la porosité, la connectivité des pores et la capacité des sols à drainer, partiellement validée, sera à nouveau testée à l'aide (1) de l'approche géostatistique et fractale (paragraphe IV. 3. 2.) qui nous montrera qu'il existe des autocorrélations spatiales subtiles entre la porosité et l'humidité et (2) d'une approche physique appliquée à l'étude des relations structures-transfert (chapitre VI).

V. 3. 2. Analyse géostatistique et fractale de la variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface

La variabilité spatiale de la variance des caractéristiques structurales et hydriques a été étudiée pour les quatre sous-unités à grande (0,5 mètres) et à petite échelle (5 mètres).

Aucune structure spatiale particulière n'a pu être mise en évidence dans les sous-unité de plateau O.3 et de mi-pente O.2', tous les variogrammes étant pépétiques (fig. IV. 6.). La détermination d'une structuration spatiale pour la sous-unité O.3 s'est avérée délicate en raison du faible nombre de mesures ($n = 29$).

Finalement, les variogrammes des caractéristiques structurales et hydriques ont tous été ajustés à l'oeil par un modèle de type sphérique et ils présentent tous un effet pépité (fig. IV. 7.).

Cet effet pépité représente toujours plus de 9% de la variance et peut atteindre jusqu'à 46 % de celle-ci (tab. IV. 7.). Burrough (1983) a montré que ces effets pépites sont d'autant plus grands que les portées sont faibles. Dans nos résultats, nous observons la tendance inverse : les effets pépites des variogrammes sont d'autant plus importants que leurs portées sont longues (tab. IV. 7.).

Les effets pépites représentent les erreurs que l'on peut faire sur les mesures (limite de la précision de l'échantillonnage ou des méthodes de mesures), mais ils peuvent aussi être dû à une structuration spatiale à plus grande échelle, non visible avec le pas de mesure choisi. Cet aspect aléatoire des mesures peut être réduit en prévoyant des mesures moins lâches et en augmentant la taille de l'échantillon (Gascuel-Odoux 1984).

Un de nos principaux résultats réside dans le fait que cet effet pépité est plus marqué sur les variogrammes des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface les plus argileux O.2, que sur les variogrammes homologues correspondant à la sous-unité colluvionnée O.1, plus limoneuse (fig. IV. 7. et tab. IV.7.).

C'est le cas par exemple de la porosité totale, qui a un effet pépité correspondant à 9,5 % de la variance dans la sous-unité de bas de pente O.1, alors qu'il correspond à 29 % de la variance dans la sous-unité de mi-pente O.2 (fig. IV. 7. et tab. IV. 7.).

Tableau IV. 7. Portées, pépites et coefficients de variation des pépites par rapport à la variance (CVp) pour les trois paramètres structuraux et hydriques étudiés dans chacune des quatre sous-unités pédologiques. Les cases ombrées correspondent aux variabilités spatiales non structurées (variogrammes pépitiqes). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Sous-unités	Ks portée	Ks pépité	Ks CVp %	Hv portée	Hv pépité	Hv CVp %	Poros portée	Poros pépité	Poros CVp %
O.1				2,5m	2	16,1	1,8m	1,00	9,5
O.2	5,5 m	0,00010	26,9	22 m	3,5	46	40m	3,00	29
O.2'									
O.3									

En ce qui concerne l'approche fractale, les dimensions fractales ont été calculées à partir des données du modèle sphérique d'une part et des données réelles d'autre part. Lorsque la loi puissance n'est pas ajustée avec une probabilité de 95 %, nous n'avons pas pris en compte la dimension fractale calculée.

Tableau IV. 8. Domaines et dimensions fractales (Ds) des variabilités spatiales des trois paramètres structuraux et hydriques étudiés pour chacune des quatre sous-unités pédologiques (les valeurs entre parenthèses correspondent aux écart-types). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 et O.2' = sous-unités de mi-pente, tronquées par l'érosion et plus argileuses ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Sous-unités	Ks Ds	Ks Domaine mètres	Ks Ds modèle	Ks Domaine modèle	Hv Ds	Hv Domaine mètres	Hv Ds modèle	Hv Domaine modèle	Poros Ds	Poros Domaine mètres	Poros Ds modèle	Poros Domaine modèle
O.1					1,78 (0,2)	0,5-4,7	1,82 (0,02)	0,6-1,6	1,8 (0,22)	0,5-4,7	1,81 (0,03)	0,6-1,6
O.2	1,73 (0,33)	2,5-5,3	1,72 (0,06)	1,2-3,8	1,84 (0,12)	2,5-38	1,85 (0,01)	2,4-22	1,82 (0,06)	2,5-38	1,78 (0,02)	2,4-22
O.2'												
O.3												

Les dimensions fractales calculées à partir des variogrammes de la porosité totale, de l'humidité volumique et de la conductivité hydraulique sont toujours proches de 1,8 (tab. IV. 8.). Les variabilité spatiales des paramètres étudiés sont donc toujours chaotiques, les incréments positifs succédant rapidement à des incréments négatifs (anti-persistance : voir le paragraphe III. 6.). Ce phénomène était déjà visible au sein des données brutes des variabilité spatiales des caractéristiques structurales et hydriques (fig. IV. 5.).

Dans la sous-unité colluvionnée O.1, l'humidité volumique et la porosité sont structurées à courte distance (2 à 3 m) selon des lois d'invariance d'échelle de type fractal anti-persistant (fig. IV. 5. et tab. IV. 8.). La conductivité hydraulique ne

montre aucune structuration spatiale dans cette sous-unité.

A l'opposé, les domaines fractals de l'humidité volumique et de la porosité sont nettement plus grands dans la sous-unité de mi-pente O.2 la plus argileuse (limite supérieure du domaine fractal : 22 à 38 m) (fig. IV. 5. et tab. IV. 8.).

La conductivité hydraulique est structurée à courte distance dans cette sous-unité (limite supérieure du domaine fractal : 3,8 à 5,3 m) (fig. IV. 5. et tab. IV. 8.).

Les domaines fractals caractérisant les variabilités spatiales des porosités et des humidités volumiques des horizons de surface sont donc toujours du même ordre de grandeur : 4 mètres dans la sous-unité colluvionnée O.1 et 40 mètres dans la sous-unité de mi-pente O.2. Ceci précise la corrélation positive entre l'humidité volumique et la porosité que nous avons précédemment mise en évidence pour l'ensemble des données de la topo-séquence étudiée.

IV. 4. Conclusion

L'approche pédologique nous avait permis de montrer que la couverture limoneuse des sols bruns lessivés glossiques était organisée en topo-séquences constituées de trois sous-unités.

Nous avons également pu établir que ces trois sous-unités étaient statistiquement différentes entre elles au niveau de leur texture.

Par contre, l'analyse statistique des conductivités hydrauliques et des porosités totales ne permet de discriminer que deux ensembles pédologiques : la sous-unité colluvionnée O.1, d'une part, et les sous-unités de plateau O.3 et de mi-pente O.2, d'autre part.

Cette analyse a été effectuée pendant la période hivernale, très humide : nous verrons au cours du prochain chapitre (chapitre V) si ces résultats se confirment au printemps et en été, périodes relativement sèches pour lesquelles l'échantillonnage des horizons de surface a été beaucoup plus réduit (paragraphe II. 1.).

En ce qui concerne l'étude de la variabilité spatiale des caractéristiques texturales, structurales et hydriques par l'approche géostatistique et fractale, les résultats essentiels sont les suivants :

- Les variabilités spatiales de la teneur en argiles des horizons de surface étudiés peuvent être modélisées par des processus browniens fractals de type persistant (faibles valeurs de $D < 1,5$) (paragraphe III. 6.).

Ces valeurs de dimensions fractales inférieures à 1,5 permettent d'établir que les variabilités spatiales de la teneur en argiles sont essentiellement contrôlées par des variations à longue distance, ce que nous pouvons attribuer à l'organisation topo-séquentielle en trois sous-unités pédologiques.

- A l'opposé, les variabilités spatiales des caractéristiques structurales et hydriques sont beaucoup plus chaotiques et obéissent à des lois d'échelles de type fractal anti-persistant ($D > 1,5$) (prédominance de variations à courte distance), tout comme cela avait été précédemment établi pour les humidités pondérales de ces horizons de surface prélevés en septembre 1991 (Bartoli *et al.* 1995).

Cette prédominance des variations à courte distance démontre que les paramètres hydriques et structuraux ne sont pas uniquement contrôlés par la texture et l'organisation toposéquentielle des horizons de surface mais surtout par des variations à courte distance, telle l'organisation locale des mottes de sol liée aux pratiques culturales.

Il sera donc très difficile d'interpoler, de prévoir et modéliser le comportement de ces caractéristiques le long des topo-séquences de la couverture pédologique limoneuse de Brie.

De façon plus précise, à la fin de l'automne (1-2 décembre 1994), l'organisation spatiale de la conductivité hydraulique à saturation, variable "dynamique", se différencie de celles de l'humidité volumique et de la porosité, variables "statiques" corrélées spatialement entre elles de façon négative, que ce soit à longue ou à courte distance (résultats de l'approche fractale appliquée aux traitements géostatistiques).

Sa variabilité est extrêmement élevée (CV entre 100 et 288 %) alors que celle des deux autres variables "statiques" est faible (CV entre 1,3 et 3,5%). De même, la variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation K_s est extrêmement chaotique. En effet, elle ne présente aucune organisation spatiale dans les sous-unités les plus limoneuses au sein desquelles la variabilité statistique est la plus élevée (CV entre 122 et 230%). Elle n'est spatialement structurée de façon fractale antipersistante (variations à courte distance) que dans un domaine fractal restreint

(limite supérieure : 8 à 5,5 mètres) dans le cas de la sous-unité de mi-pente O.2, au sein de laquelle la variabilité statistique de K_s est la plus réduite et la moins hétérogène (CV entre 88 et 92%).

Cette variabilité, organisée ou non sur une courte distance, trouverait son origine dans le travail du sol qui crée des variabilités importantes de macroporosité et qui efface les variations naturelles de portée plus élevée due à la texture (Cassel 1983 *in* Voltz & Bornand 1988).

Après avoir mis en évidence, à des échelles d'observation métriques, des lois d'échelles fractales pour les caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface étudiés, nous allons, au cours du prochain chapitre (chapitre V), étudier la variabilité spatiale de ces caractéristiques aux échelles d'observation centimétrique (macrostructures) et décimillimétrique (microstructures).

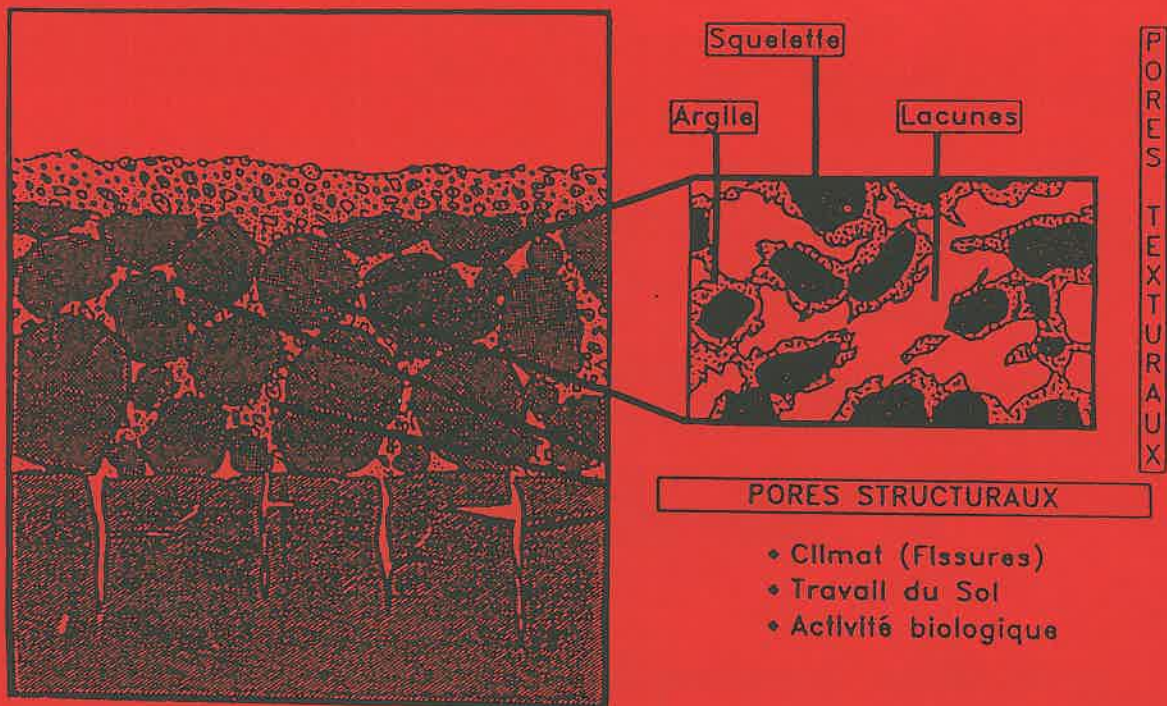
A cette variabilité spatiale complexe se surimpose aussi une variabilité temporelle, lié aux cycles saisonniers d'humectation et dessiccation caractérisant ces interfaces réactionnelles entre la plante, le sol et l'eau.

L'étude de l'évolution saisonnière des propriétés structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Mélarchez (Brie) constitue ainsi le deuxième objectif du prochain chapitre que nous entamerons par une revue bibliographique sur la structure des sols et de sa dynamique ainsi que sur l'évolution temporelle de leurs stabilités structurales et de leurs propriétés hydriques (rétention et conductivité hydraulique).

CHAPITRE V

Evolution temporelle des caractéristiques structurales et hydriques

Figure V. 1. Partition du système poral en deux ensembles de pores de natures différentes. Les pores texturaux correspondent à l'assemblage des particules élémentaires entre elles et les pores structuraux correspondent à la porosité entre les agrégats et entre les mottes (d'après Stengel 1990).



V. EVOLUTION TEMPORELLE DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES

V. 1. Introduction

Avant de commencer ce chapitre, il est important de définir le terme "structure" et de résumer les différentes raisons pour lesquelles sa caractérisation est importante.

La **structure** (du latin *structura* = structure et *struere* = assembler-construire) est la manière dont les parties d'un ensemble concret ou abstrait sont arrangées entre elles, organisation qui donne au système sa cohérence et en est la caractéristique permanente. En géologie, la structure correspond à tout arrangement relatif de composants. Cette notion s'applique à n'importe quelle échelle, dans un espace de une à trois dimensions : on passe ainsi de la structure cristalline où les composants sont des atomes, à la structure du globe où les éléments sont des ensembles. Cette définition nécessite de préciser l'échelle à laquelle on se réfère (Foucault & Raoult 1988).

En science du sol, cette définition est moins précise et peut à la fois correspondre à l'arrangement spatial des particules minérales du sol et à leur liaison avec les matières organiques (Lozet & Mathieu 1988). Elle peut également être définie en utilisant les conséquences de ces assemblages comme l'espace poral et la cohésion (intensité des liaisons) (Hénin 1976). Cette définition s'accompagne d'une notion d'échelle : on parle de structure plasmatique (arrangement des grains du plasma et des vides) et de structure tertiaire qui correspond à l'arrangement des agrégats entre eux (Brewer 1964). Un vocabulaire important et diversifié permet de décrire ces assemblages à des échelles variées (mottes, agrégats, structure fragmentaire, polyédrique ...).

L'**espace poral** peut être défini comme une conséquence de la structure (Gras 1988), ou un aspect fondamental de celle-ci (Lozet & Mathieu 1988). Sa caractérisation est géométrique (facteurs de taille, d'arrangement et de morphologie des pores du sol) et/ou fonctionnelle. Dans ce dernier cas, on parle aussi de porosité cinématique ou efficace d'un milieu saturé (De Marsily 1981), de macroporosité de transfert rapide (diamètres de pores $>$ à 10 à 50 μm) et de microporosité correspondant au volume poral qui retient l'eau après ressuyage (diamètres de

pores < à 6-8 μm). Cette dernière microporosité fonctionnelle peut être elle-même subdivisée en une porosité de stockage temporaire d'eau (transfert lent), disponible pour la plante (diamètres de pores compris entre 0,2 et 6-8 μm) et une microporosité résiduelle, attribuable aux domaines argileux (diamètres de pores < 0,2 μm).

On définit aussi une porosité texturale correspondant à la porosité de l'agrégat (c'est à dire à l'assemblage des particules élémentaires entre elles) et une porosité structurale, correspondant à la porosité entre agrégats et entre mottes (Stengel 1979, 1990, Monnier & Stengel 1982, fig. V. 1., d'après Stengel 1990). D'une manière pratique, la méthode des cylindres permet de mesurer la porosité totale et la méthode des gâteaux d'agrégats permet d'avoir accès à la porosité texturale, la porosité structurale étant alors calculée par différence (Stengel 1979, 1990, Monnier & Stengel 1982).

La porosité texturale d'un sol limoneux amené à une humidité donnée est relativement constante alors que sa porosité structurale varie de façon considérable en fonction des pratiques culturales (Stengel 1990). A l'opposé, ces deux types de porosités évoluent de façon inverse en fonction de l'humidité dans le cas d'un sol argileux, ce qui est attribuable aux processus de gonflement et de retrait (Stengel 1990).

Dans notre travail, nous avons choisi de ne pas caractériser la porosité à partir des seules notions de macro et microporosités dont les définitions dépendent des domaines scientifiques où elles sont étudiées. Nous avons plutôt choisi de décrire les porosités emboîtées (fig. V. 2.) à l'aide d'une terminologie plus fonctionnelle, qu'il nous reste encore à démontrer : la porosité de transfert rapide, caractérisée à l'échelle des photogrammes de blocs, la porosité de stockage et de transfert lent, caractérisée à l'échelle des micrographies MEB de lames minces, et la microporosité emboîtée du plasma argileux, caractérisée à l'échelle des micrographies MET de coupes ultra-fines.

Les diamètres de pores de notre porosité de transfert rapide, que nous estimons équivalente à la porosité structurale de Stengel (1990), sont supérieurs à 100 microns tandis que ceux de notre porosité de stockage et de transfert lent, équivalente à la majeure partie de la porosité texturale (porosité lacunaire : Fiès 1984, 1992), sont compris entre 0,5 et 100 microns et correspondent aux pores inter-grains (pores situés entre les grains de quartz de la fraction limoneuse) et inter-microagrégats (pores situés entre les association de grains de quartz et d'argiles).

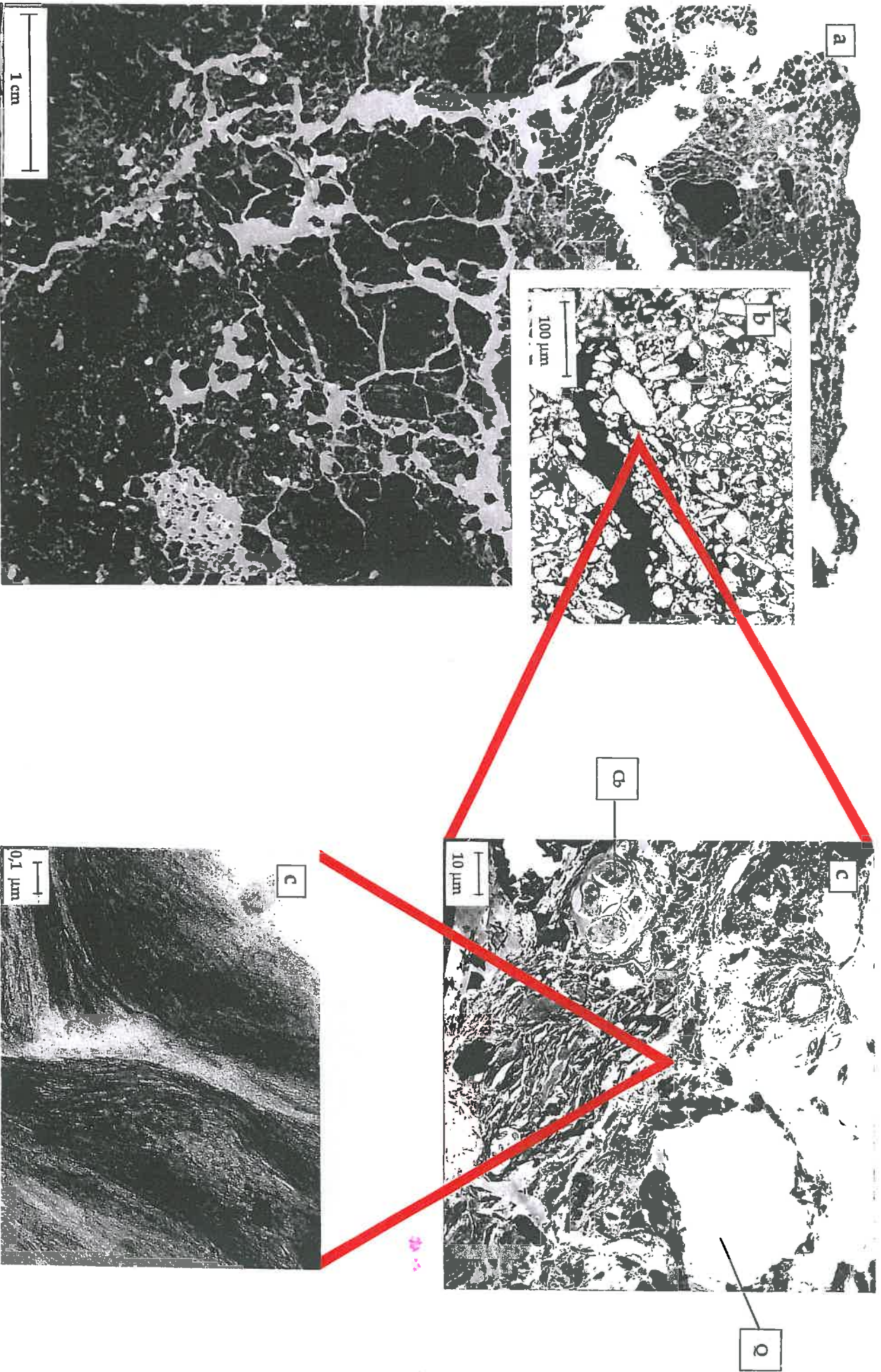


Figure V. 2. Structure des sols à différentes échelles. (a) = porosité de transfert (en blanc sur le photogramme de bloc) ; (b) = porosité de stockage et de transfert lent (en noir sur la micrographie MEB de lame mince) ; (c) = microporosité des domaines argileux (en blanc sur les micrographies MET de coupe ultrafine). Q = emplacement du grain de quartz éjecté lors de la coupe et dont il ne reste plus que des débris conchoïdaux à la réminéralisation. Th = colinite habituellement.

Enfin, les diamètres de pores de notre microporosité emboîtée du plasma argileux, formant souvent des ponts entre les grains de quartz, sont inférieurs à 0,5 microns.

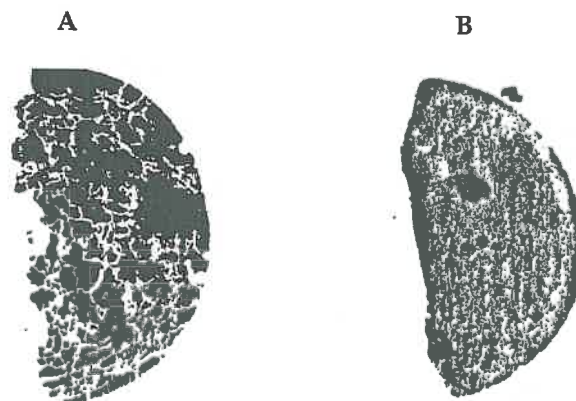
La porosimétrie par intrusion de mercure permet aussi d'avoir accès à ces deux dernières catégories de porosités.

La structure et les caractéristiques hydriques des sols évoluent dans le temps, à court (< 1 an) ou à long terme (> 1 an), en fonction des pratiques culturales et des influences naturelles, climatiques (gel-dégel, humectation-dessiccation) ou biologiques (faune du sol, couvert végétal) (Mackie-Dawson *et al.* 1989a, 1989b, Horton *et al.* 1989, Pagliai & Pezzarossa 1990, Stone & Wires 1990, Chauvel *et al.* 1991, Meek *et al.* 1992, Maule & Reed 1993, Scott *et al.* 1994).

Ces modifications sont étroitement dépendantes de la texture, de la teneur en matières organiques, de la structure et de l'état hydrique des sols au moment du stress. C'est ainsi que les pratiques culturales affectent à la fois la distribution des macropores et leur continuité (Messing & Jarvis 1993). Mapa *et al.* (1986) ont aussi montré que les cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation entraînaient, par un affaissement des sols, une réduction des valeurs de conductivité hydraulique et de rétention d'eau.

L'intensité des modifications structurales induites par ces cycles humectation-dessiccation dépendrait de l'état d'agrégation des sols (horizons de surface) ainsi que des cinétiques d'humectation et de dessiccation (fig. V. 3.).

Figure V. 3. Effet d'une humectation rapide sur des sols reconstitués (B = témoin). (D'après Grant & Dexter 1989).



Ainsi Bresson et Moran (1995) ont observé un affaissement significatif du sol et des retraits latéraux dans un lit de semence grossier alors qu'à conditions

bioclimatiques équivalentes, le retrait était isotropique dans un lit de semence fin, sans modification de densité apparente.

Enfin, **l'évolution temporelle de la stabilité structurale est complexe** et résulterait de différents mécanismes (Le Bissonnais & Le Souder 1995). Utomo et Dexter (1982) ont montré par exemple qu'une succession de cycles d'humectation et de dessiccation diminuait la stabilité à l'eau des agrégats de sols non cultivés alors que dans le cas de sols cultivés soumis au même régime, la stabilité structurale commençait par augmenter puis diminuait par la suite.

L'impact des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation sur les caractéristiques hydriques et structurales des sols est encore visible à 10 centimètres de profondeur (Scott *et al.* 1994) et les variations observées sont d'autant plus importantes que le volume de sol est proche de la surface.

En matière de recherche sur l'environnement, il est donc essentiel de décrire la dynamique temporelle des structures emboîtées des horizons de surface des sols et de leurs propriétés mécaniques et hydriques. C'est précisément l'objectif de ce chapitre dont le **plan** est le suivant :

- Nous caractériserons tout d'abord les cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Mélarchez (Brie) (V. 2. Caractéristiques granulométriques, propriétés de retrait-gonflement et cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation).

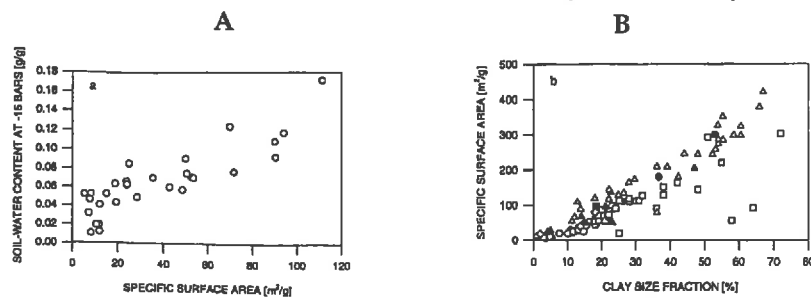
- Nous étudierons ensuite l'impact de ces cycles humectation-dessiccation sur l'évolution temporelle (1) des structures emboîtées de ces sols (V. 3. Evolution temporelle des structures) ainsi que (2) de leurs propriétés mécaniques (stabilités structurales à l'eau) (V. 4. Evolution temporelle de la stabilité structurale) et hydriques (rétention, conductivité hydraulique à saturation) (V. 5. Evolution temporelle des propriétés hydriques).

V. 2. Caractéristiques granulométriques, propriétés de retrait-gonflement et cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation

Les colloïdes organo-minéraux (argiles granulométriques) constituent la phase essentielle des sols limoneux, car la plus réactive. La teneur en argiles est donc un facteur clé pour l'interprétation des propriétés physico-chimiques, structurales, mécaniques et hydriques de ces sols.

C'est ainsi que l'eau stockée par les sols limoneux à des pressions capillaires élevées (15 bars) est étroitement corrélée à leurs surfaces spécifiques (fig. V. 4A), elles-mêmes corrélées aux teneurs en argiles de ces sols (fig. V. 4B) (Petersen *et al.* 1996).

Figure V. 4. Relations entre la quantité d'eau (g/g) retenue à 15 bars et la surface spécifique de sols limoneux danois (A) et cette surface spécifique et la teneur en argiles (B). (D'après Petersen *et al.* 1996).



De même, la porosité des sols limoneux et limono-argileux décroît de façon non-linéaire en fonction de la teneur en argiles et, corrélativement, leur résistance mécanique à l'état sec augmente (Dexter *et al.* 1974a, 1974b, Guérif 1988).

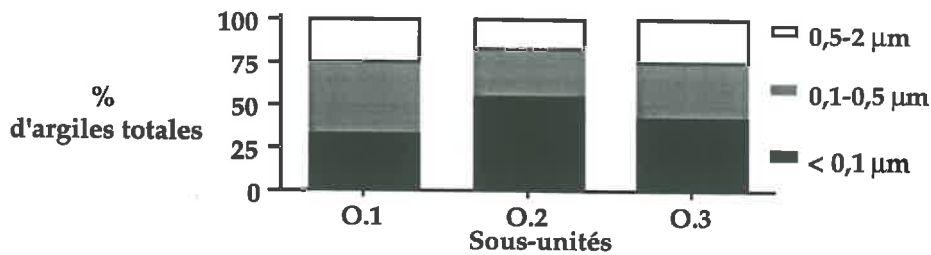
La teneur en argiles des horizons de surface A_p de la couverture pédologique de Brie (Mélarchez) varie dans une gamme relativement réduite de 12 à 27%. En revanche, celle des horizons sous-jacents B_{tg} , enrichis en argiles par lessivage pédologique, varie dans une gamme nettement plus restreinte de 28 à 34% (Bartoli *et al.* 1995, tab. V. 1.).

Comme nous l'avons précédemment expliqué au cours du chapitre II, la variabilité des teneurs en argiles des horizons de surface est attribuable à l'organisation de la couverture pédologique limoneuse en trois sous-unités de surface (Gury *et al.* 1994, Bartoli *et al.* 1995). Les analyses granulométriques des horizons de surface A_p effectuées en 1993 et en 1994 confirment la différenciation des trois stations O.1 (sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente), O.2 (sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion, plus argileuse) et O.3 (sous-unité

Tableau V. 1. Caractéristiques granulométriques des horizons de surface des trois sous-unités (échantillonnage ponctuel). L'analyse granulométrique a été effectuée sans destruction de la matière organique. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Date et unité	Argile %	Limons fins%	Limons grossiers %	Sable fin %	Sable grossiers %	Carbone %
O.1 Ap 04.93	14,8	28,2	48,4	3,6	2,5	0,79
O.2 Ap 04.93	25,8	28,8	38,8	3	0,9	1,01
O.3 Ap 04.93	16,8	30,4	45,9	3,3	2	0,84
O.1 Ap 05.94	15	26,48	45,28	5,2	4,3	1,1
O.2 Ap 05.94	26,8	29,08	38,2	5,1	1,6	0,91
O.3 Ap 05.94	16,32	29,12	48,88	4,8	2	0,88
O.1 Ap 08.94	14,8	29,4	48,7	4,5	2	
O.2 Ap 08.94	27,1	29,6	35,6	3,5	1,3	
O.3 Ap 08.94	15,7	29,1	44,4	3,8	1,7	
O.1 Btg 08.94	31,6	27	36,3	2,3	1	
O.2 Btg 08.94	27,7	32,8	31,4	4,4	0,5	
O.3 Btg 08.94	33,9	26,7	35,2	2	1	

Figure V. 5. Pourcentages des fractions argileuses < 0,1 μm , 0,1-0,5 μm et 0,5-2 μm , obtenues par ultracentrifugation (exprimés en pourcentages des argiles totales des horizons Ap du sol brun lessivé). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente, O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



limoneuse de plateau), ainsi que la plus grande richesse en argiles des horizons sous-jacents B_{tg} (tab. V. 1.).

Il est tout d'abord essentiel d'observer que 30 à 50 % des fractions argileuses sont constituées d'argiles gonflantes de type smectites < 0,1 µm (fig. V. 5. et V. 6.).

C'est ainsi que les horizons de surface de la sous-unité pédologique de mi-pente O.2, les plus argileux (tab. V. 1.), renferment plus de smectites < 0,1 µm dans leurs fractions argileuses que les horizons de surface des deux autres sous-unités, plus limoneuses (fig. V. 5.).

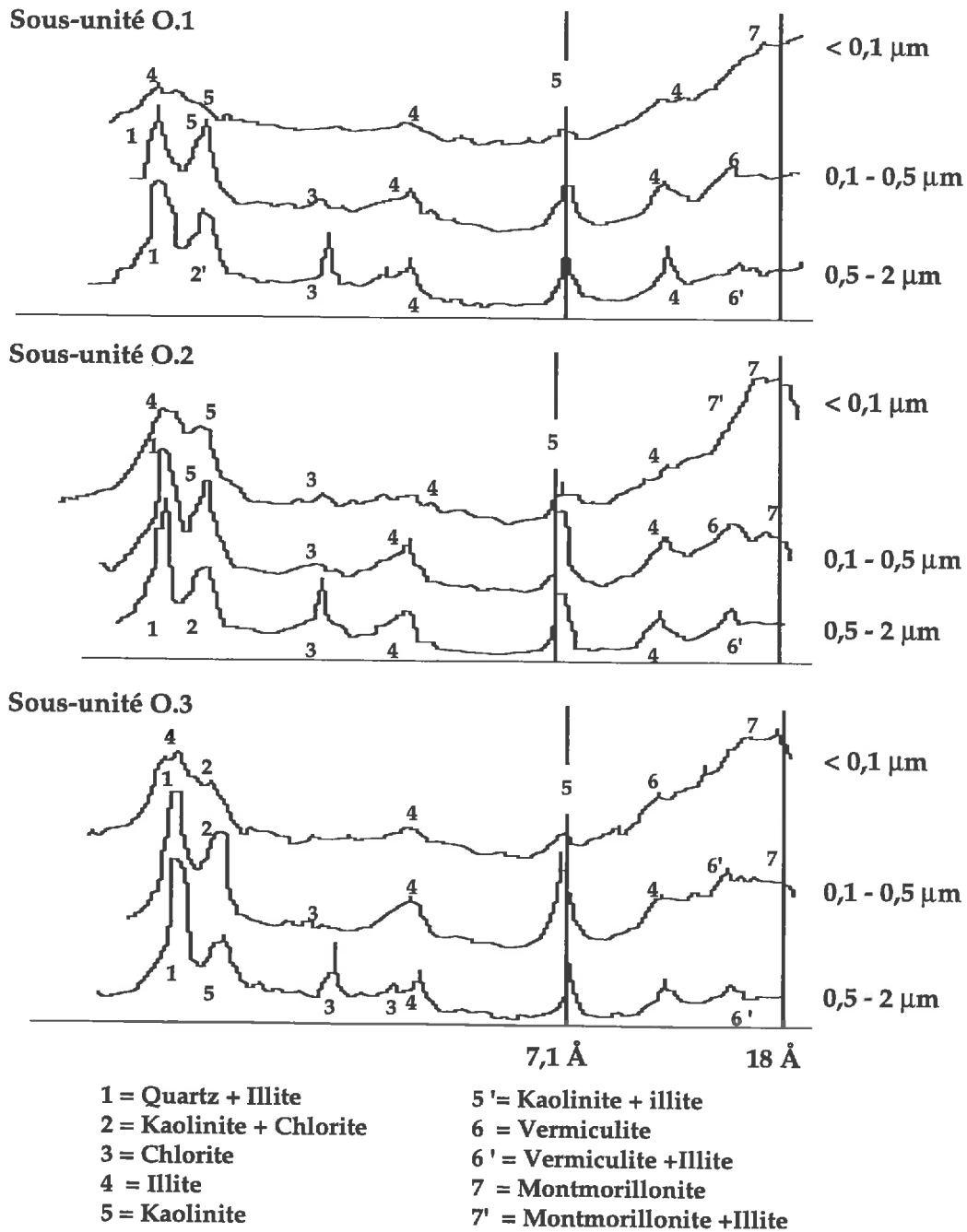
Les courbes de retrait (collaboration unité d'hydrophysique de l'ORSTOM, Bondy) nous donnent des informations supplémentaires que l'on peut croiser avec ces résultats. En effet, la sous-unité de mi-pente O.2, la plus riche en argiles gonflantes, est aussi celle qui a le pourcentage de retrait volumique (% de sol sec) le plus élevé ($8,9 \pm 2,1$ %, n = 3) par rapport aux sous-unités pédologiques plus limoneuses de plateau ($4,3 \pm 1,5$ %, n = 5) et de bas de pente ($2,5 \pm 1,2$ %, n = 3), la moins sensible à la rétraction car la plus limoneuse (tab. V. 1.).

Nous allons maintenant détailler le fait que les argiles des sols limoneux étudiés sont des colloïdes organo-minéraux et non pas de purs minéraux argileux.

Les teneurs en oxyhydroxydes de fer et en argiles des horizons de surface de l'ensemble de la toposéquence de Mèlarchez sont étroitement corrélées ($r = 0,82$; $p < 0,001$; n = 146) (Bartoli *et al.* 1995). La signification physique de cette corrélation positive pourrait être que les oxyhydroxydes de fer sont fortement associés aux minéraux argileux au sein des fractions granulométriques argileuses. Des analyses ponctuelles révèlent en effet que 80% des oxyhydroxydes de fer appartiennent aux fractions argileuses et sont principalement de la goethite (diffraction X).

De même, les horizons de surface de mi-versant, les plus argileux, sont aussi les plus riches en matières organiques (tab. V. 2.). Les fractions argileuses réactives sont donc des argiles organo-minérales constituées notamment de micro-agrégats smectites Ca - goethite - matières organiques, très réactifs et agrégeants.

Figure V. 6. Diagrammes de diffraction X des fractions argileuses < 0,1 μm , 0,1-0,5 μm et 0,5-2 μm , après traitement à l'éthylène-glycol, pour chacune des sous-unités de l'horizon de surface Ap du sol lessivé glossique. La localisation approximative des pics de diffraction correspondant aux constituants minéraux des sols étudiés est indiquée par des chiffres. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



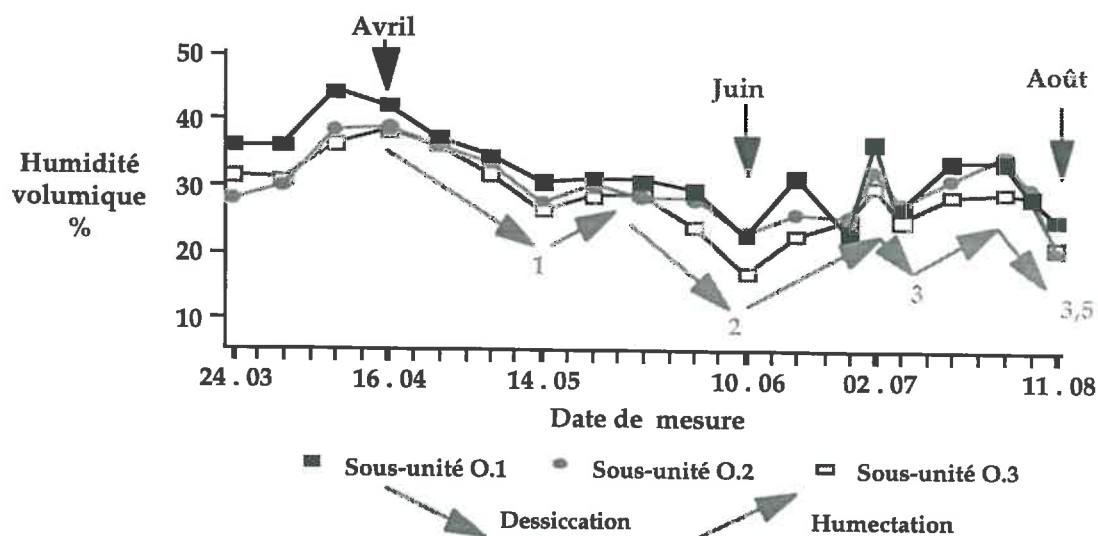
Enfin, bien que l'échantillonnage soit limité, aucune évolution temporelle des teneurs en argiles ou en carbone organique n'a été observée (tab. V. 1. et V. 2.).

Tableau V. 2. Evolution temporelle du pourcentage de carbone organique. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Carbone %	Avril 1993	Juin 1993	Août 1993
Sous-unité O.1	0,8	0,8	0,9
Sous-unité O.2	1	1,1	1,1
Sous-unité O.3	0,8	0,8	0,8

Grâce à des mesures effectuées par TDR (Time Domain Reflectometry, P. Ansart, CEMAGREF division Hydrologie, Boissy-le-Châtel), nous avons suivi la dynamique hebdomadaire de l'humidité volumique des horizons de surface (0 à 30 cm de profondeur) de ces trois unités pédologiques. Ces mesures nous permettent également de bien situer nos échantillonnages saisonniers (fig. V. 7.). La plus longue période de dessèchement a été observée entre avril et juin et 3,5 à 4,5 cycles saisonnier d'humectation et de dessiccation furent mesurés au cours de la saison de culture de 1993, entre les mois d'avril et août (fig. V. 7.).

Figure V. 7. Evolution temporelle de l'humidité volumique des horizons de surface des trois sous-unités, mesurée par TDR (CEMAGREF) pour l'année 1993. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



De plus, les horizons de surface de l'unité de bas de pente O.1 se différencient

des autres horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse par des humidités volumiques plus élevées et plus variables dans le temps (4,5 cycles humectation-dessiccation pour O.1 et 3,5 cycles humectation-dessiccation pour O.2 et O.3) (fig. V. 7).

En résumé, nous avons donc observé que les constituants réactifs-clés de ces sols limoneux étaient les smectites Ca, qui seraient fortement associées aux oxyhydroxydes de fer et aux matières organiques, au sein de microagrégats argileux < 2 μm . Leur teneur est corrélée au degré de rétraction des horizons de surface humides que l'on sèche.

Nous avons également caractérisé les cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation qui se produisent dans ces horizons de surface, du fait des interactions pluie-sol-plante.

Nous allons maintenant étudier l'impact (1) de ces teneurs en argiles, variant selon le type de sous-unité pédologique et (2) de ces cycles saisonniers humectation-dessiccation sur l'évolution temporelle des géométries de ces horizons de surface.

V. 3. Evolution temporelle des structures

V. 3. 1. Evolution saisonnière de la porosité totale

Nous avons effectué une ANOVA à 3 facteurs sur l'ensemble des données en 1993 et 1994, afin de faire une étude exploratoire **des facteurs responsables de la variabilité de la porosité totale.**

En 1993, c'est le facteur sol ($F = 20,2$; $p < 0,0001$) qui a la plus grande importance, la date ($F = 8,2$; $p = 0,011$) jouant également un rôle significatif. Par contre, la taille du cylindre n'a pas d'influence significative ($F = 4$; $p > 0,05$). A la lumière de ces résultats, nous ne distinguerons pas dans les analyses statistiques ultérieures le type de cylindre utilisé pour la mesure de la porosité totale en 1993 (tab. V. 3.).

En 1994, tous les facteurs étudiés jouent un rôle significatif dans la variabilité de la porosité totale des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse et, contrairement à 1993, le type de cylindre est un paramètre important ($F = 16,4$; $p = 0,005$), tout comme le sol ($F = 11,6$; $p = 0,003$) et la date ($F = 7,4$; $p = 0,012$) (tab. V. 4.).

Chapitre V : Evolution temporelle

Tableau V. 3. Moyenne de la porosité totale (petits et grands cylindres confondus, n = 6) pour les trois mois de prélèvements de l'année 1993. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

1993 ANOVA (X-Y)	O.1 P = 0,07	O.2 NS	O.3 P = 0,01
Avril Ap P = 0,002	46,7 (1,3)	51,9 (2,9)	48,2 (1,8)
Juin Ap P = 0,003	48,5 (1,5)	53,2 (2,4)	50,5 (2)
Août Ap P = 0,035	49,3 (2,5)	52,8 (1,5)	53,4 (3,6)

Tableau V. 4. Moyenne de la porosité totale des petits et grands cylindres (n = 3) pour les trois mois de prélèvements de l'année 1994. Les valeurs en gras correspondent aux grands cylindres et les autres aux petits cylindres. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

1994 Mann-Withney (Y) Kruskall Wallis (X)	O.1 NS NS	O.2 NS NS	O.3 P = 0,05 P = 0,05
Mai Ap P = 0,05 P = 0,01	53,2 (3) 50,7 (0,2)	58,6 (1,4) 54,4 (2,2)	54,7 (1,6) 46,2 (3,5)
Juin Ap P = 0,05 NS	50,7 (1,5) 51,6 (1,9)	60,8 (3,3) 55,9 (7,4)	60 (2,3) 55 (1)
Août Btg* NS P = 0,03	46,9 (1,2) 47,3 (1,7)	35,6 (3,3) 36,6 (2,8)	46,7 (0,7) 46,6 (0,7)

* Lors du prélèvement d'août 1994, le sol avait été labouré après la moisson et nous n'avons donc pas prélevé d'échantillons de surface.

En 1994, les valeurs de porosité totale effectuées sur les prélèvements de petits cylindres (diamètre 2,65-2,7 cm de diamètre et 5 cm de hauteur) sont en effet supérieures aux mesures effectuées avec des grands cylindres (8 cm de diamètre et 5 cm de hauteur).

Des résultats identiques ont été mis en évidence par Starr *et al.* (1995) qui ont étudié l'impact de la taille des échantillons sur la mesure de propriétés chimiques et physiques de sols limoneux. Ils ont montré que les mesures des propriétés physiques étaient peu affectées par le choix d'échantillons cylindriques d'un diamètre supérieur à 3 cm. En revanche, pour des diamètres inférieurs à 3 cm, la porosité totale est plus élevée.

Les différences de résultats obtenus en 1993 et en 1994 (tab. V. 3. et V. 4.) pourraient être attribuables aux différences de pratiques culturales associées à la culture de blé (1993) et à la culture de pois (1994).

De plus, comme nous le montre cette caractérisation de la porosité totale par la méthode des cylindres, la sous-unité de mi-pente O.2 (la plus argileuse), a toujours les valeurs de porosité totale les plus élevées (tab. V. 3. et V. 4.).

On peut ainsi classer les horizons de surface des trois sous-unités pédologiques (petits et grands cylindres confondus) de la manière suivante : O.2 (52 à 53 %) \geq O.3 (48 à 53 %) \geq O.1 (47 à 49 %) pour 1993 (tab. V. 3.) et O.2 (54 à 61 %) \geq O.3 (46 à 60 %) \geq O.1 (51 à 53 %) pour 1994 (tab. V. 4.).

Ces résultats confirment donc ceux que nous avons précédemment obtenus lors de la caractérisation de la variabilité spatiale des porosités des horizons de surface de la toposéquence de Mélarchez (chapitre IV.). Ainsi, quel que soit le mois et l'année, la sous-unité colluvionnée O.1 a toujours des valeurs de porosité totale significativement inférieures à celles de la sous-unité de mi-pente O.2, les porosités de la sous-unité de plateau O.3 ayant des valeurs moyennes intermédiaires.

De plus, la porosité totale de l'horizon Btg est toujours inférieure à celle de l'horizon de surface Ap correspondant (tab. V. 4.), ce qui est attribuable à un processus de colmatage des pores inter-grains par les argiles (lessivage pédologique).

Tableau V. 5. Bilan et évolution de la porosité totale des blocs de sols (à partir des porosités mesurées sur les photogrammes et sur les lames minces) et comparaison avec la porosité totale mesurée par la méthode des cylindres. Les parties hachurées correspondent aux images éliminées. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Date et sol	Porosité photogramme > 0,25 mm	Porosité lames minces (n = 5)	Bilan Image 1	Porosité totale cylindres (n = 6) 2	Ecart $((2-1)/2)*100$
O.1 avril 1993	13,9	52,1 (3)	66	46,7 (1,3)	41 %
O.1 juin 1993	15,4	39,3 (2,5)	54,7	48,5 (1,5)	13 %
O.1 août 1993	14,9	41,5 (8,4)	56,4	49,3 (2,5)	14 %
O.2 avril 1993	22,6	27,1 (3,4)	49,7	51,9 (2,9)	- 4%
O.2 juin 1993	17,0	38,6 (5,6)	55,6	53,2 (2,4)	4 %
O.2 août 1993	24,2	33,5 (4,5)	57,7	52,8 (1,5)	9 %
O.3 avril 1993	9,7	35,8 (4,5)	45,5	48,2 (1,8)	-6 %
O.3 juin 1993	12,2	35,6 (4)	47,8	50,5 (2)	- 5 %
O.3 août 1993	16,9	35,1 (4,4)	52	53,4 (3,6)	- 3 %

Enfin, nous n'avons pas mis en évidence **d'évolution saisonnière de la porosité totale en 1993 et en 1994** pour les horizons de surface de la sous-unité pédologique de mi-pente O.2. A l'opposé, la porosité augmente significativement entre avril et août 1993 dans le cas des horizons de surface des sous-unités pédologiques les plus limoneuses O.1 et O.3 (tab. V. 3.) et une évolution saisonnière de la porosité totale a également été observée entre mai et juin 1994 dans le cas des horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3 (tab. V. 4.).

A la suite de ces observations, on peut s'interroger sur la manière dont se réarrangent les pores au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation et notamment si la macroporosité (porosité de transfert rapide) et la microporosité (porosité de stockage et de transfert lent) (voir fig. V. 2.) peuvent mieux caractériser les structures des horizons de surface étudiés et leur dynamique.

L'analyse d'image des photogrammes de blocs de sols et des micrographies MEB (électrons rétrodiffusés) de lames minces de sols vont donc nous renseigner sur les caractéristiques de ces deux types de porosité fonctionnelles, selon le type d'unité pédologique et des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation.

V. 3. 2. Bilan des porosités mesurées par analyse d'image

Le recouvrement d'échelle des diamètres de pores mesurés par analyse d'image sur les photogrammes de blocs de sols (0,05 - 8 mm) et les micrographies MEB (électrons rétrodiffusés) de lames minces de sols (0,25 mm - 0,4 μm), nous a permis de faire des bilans de porosités qui ont été confrontés aux mesures de porosité totale obtenues par la méthode des cylindres (tab. V. 5.). Ceci après avoir fait l'hypothèse que nous pouvions comparer les mesures obtenues à partir des images en 2 dimensions avec celles obtenues par la méthodes des cylindres en 3 dimensions.

Nous ne possédons qu'un bloc de sol en surface par station et par mois : avant d'utiliser les informations obtenues grâce à l'analyse d'image, nous avons d'abord vérifié que la porosité totale calculée à l'aide de ces bilans ne s'écartait pas de plus de 10 % par rapport à la moyenne de la porosité totale obtenue par la méthode des cylindres. A la suite de cette confrontation, nous avons préféré ne pas prendre en compte les informations obtenues sur les blocs des horizons de surface de la sous-unité colluvionnée O.1. La porosité totale des blocs de cette sous-unité s'écarte de plus de 14 % de la porosité totale des cylindres (tab. V. 5.), ce qui serait attribuable à

une difficulté de seuillage des images à l'échelle des photogrammes de blocs (étalement des niveaux de gris).

Dans la suite de cette étude, il faut noter que nous avons effectué les analyses d'image dans deux instituts différents : la mesure des dimensions fractales par la méthode des carrés emboîtés fut réalisée au *Centre Inter-régional de Ressources Informatiques de Lorraine* (CIRIL) (en collaboration avec S. Niquet) et la distribution des pores et la mesure de la percolation au Laboratoire des Sciences du Génie Chimique du CNRS (LSGC) (en collaboration avec H. Vivier). Les images sont seuillées indépendamment dans chacun de ces deux laboratoires : à l'oeil et au vu de la distribution de niveau de gris au CIRIL, à l'aide d'un algorithme mis au point au LSGC-CNRS.

En comparant les valeurs de porosités totales des images binaires de micrographies MEB de lames minces, nous avons observé que la porosité était plus élevée lorsqu'elle était mesurée au CIRIL (test t apparié, $t = 6,2$; $p = 0,0001$; ddl = 43). A l'opposé, il n'existe aucune différence significative pour les valeurs de porosité mesurée sur les images binaires de photogrammes de blocs de sols (test de Wilcoxon sur échantillons appariés, $z = 0,42$; $p = 0,67$; $n = 18$).

Ce bilan des porosités du sol ayant été effectué avec succès dans deux des trois sous-unités pédologiques, nous allons maintenant caractériser l'évolution saisonnière de leur porosité de transfert rapide (paragraphe V. 3. 3.) et de leur porosité de stockage et de transfert lent (paragraphe V. 3. 4.).

V. 3. 3. Distribution des pores de transfert rapide et dynamique saisonnière

A l'échelle du photogramme, la porosité de transfert rapide (p. 73) des horizons de surface de la sous-unité de mi pente O.2 est plus élevée ($21,3 \% \pm 3,8$, $n = 3$) que celle des horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3 ($12,9 \% \pm 3,7$, $n = 3$). Corrélativement, les pores sont de plus grandes tailles (fig. V. 9.).

De plus, aucune porosité percolante (c'est à dire qui traverse l'image d'un bord opposé à l'autre) n'a été constatée pour l'ensemble des photogrammes de blocs de sols étudiés.

Figure V. 8 Distribution de la porosité des photogrammes des sous-unités (O.2 et O.3) en fonction de la profondeur. La porosité (en blanc) est mesurée par bandes de 1,7 mm de hauteur grâce à un programme mis au point par le CIRIL.

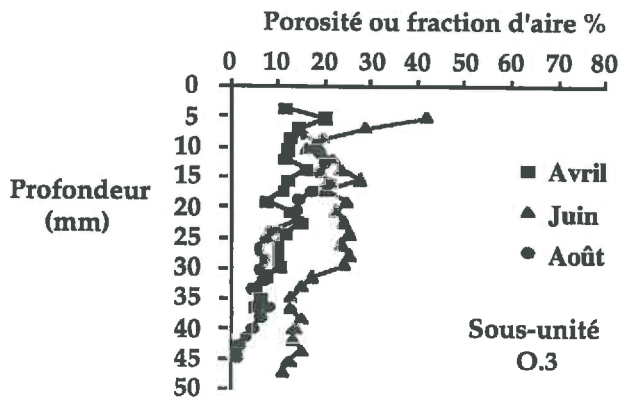
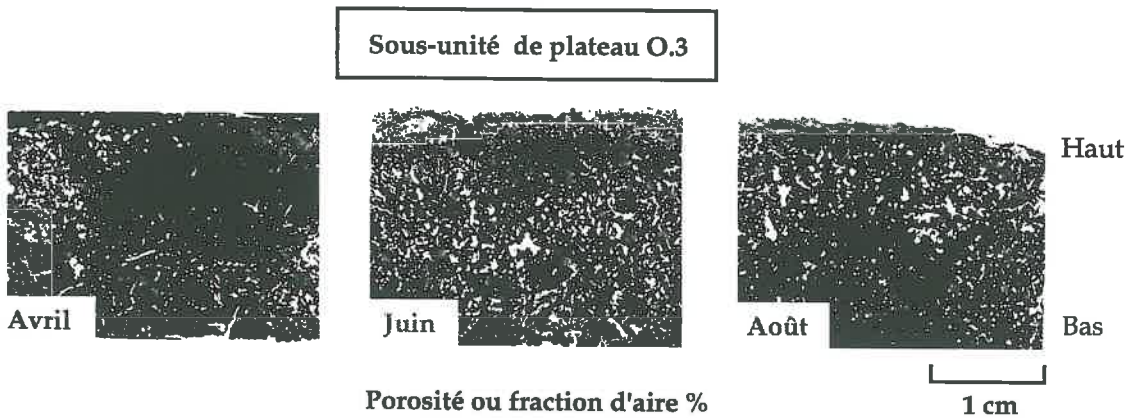
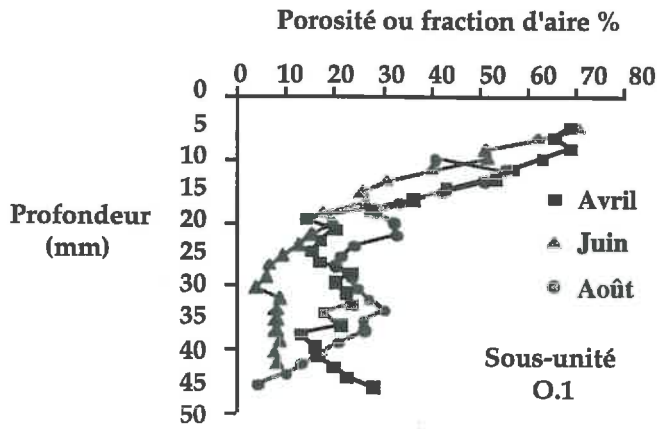
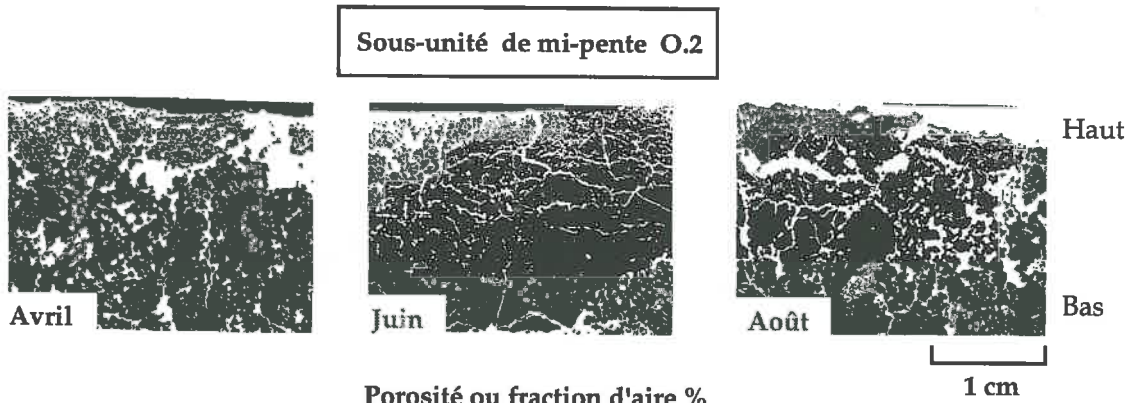
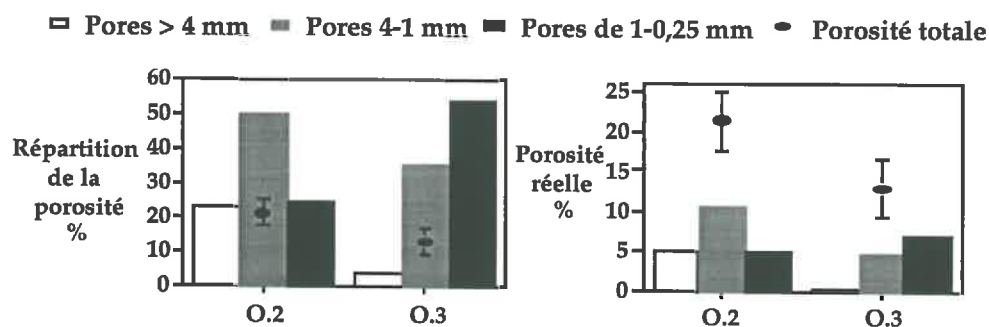


Figure V. 9. Distributions relative et volumique de la porosité (obtenue par analyse d'image sur les photographies; moyenne des trois prélèvements confondus), de trois classes de pores (exprimées en diamètre) pour les sous-unités O.2 (mi-versant et la plus argileuse) et O.3 (plateau).



Les pores sont faiblement anisotropes, avec des orientations préférentielles peu marquées à 0° et 90°, quelle que soit l'unité pédologique et la date de mesure (tab. V. 6.), ce qui est attribuable aux contraintes mécaniques induites par le séchage *in situ* des sols étudiés et peut-être à la dessiccation préalable à l'imprégnation de ces échantillons.

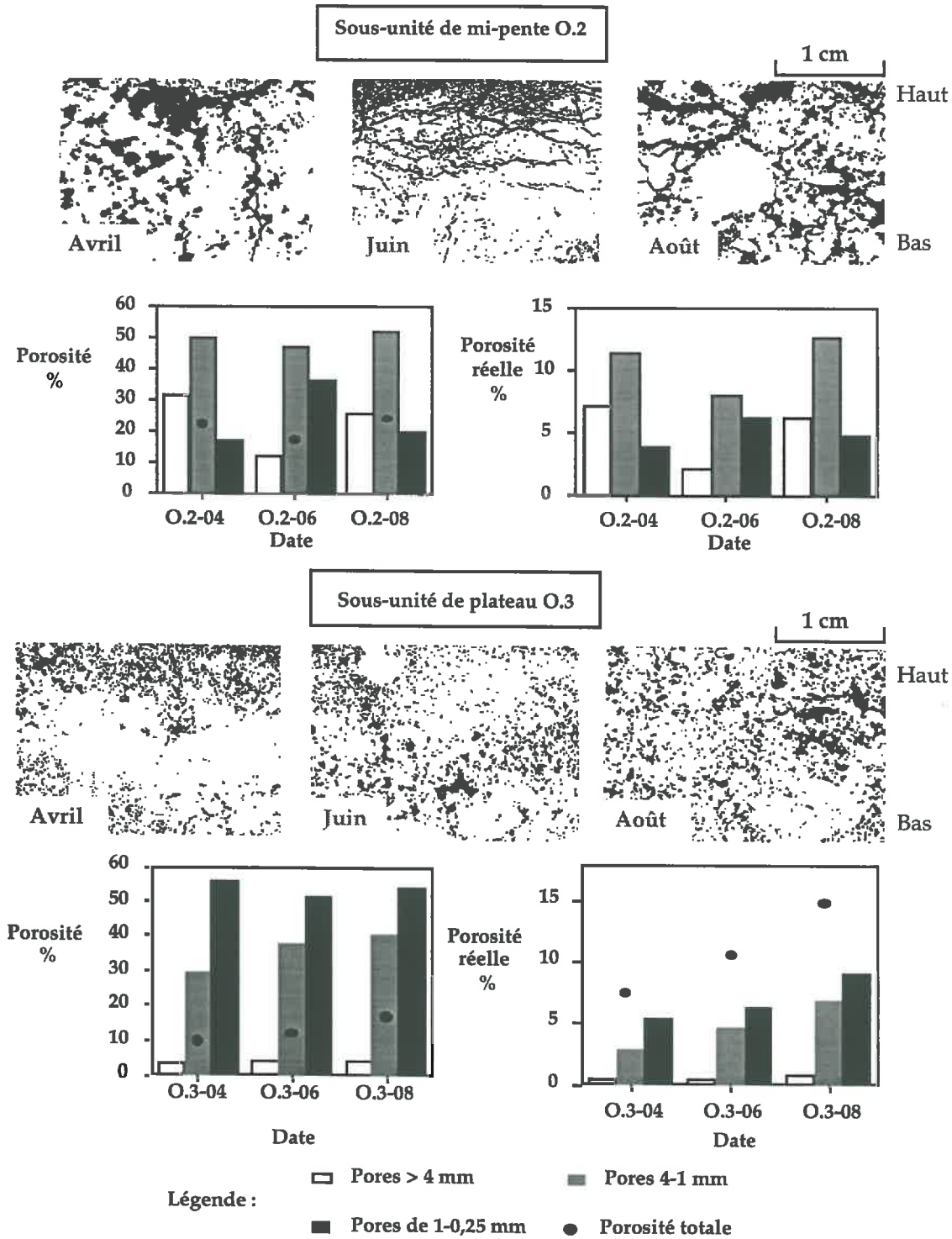
Tableau V. 6. Pourcentage d'orientation des pores de transfert rapide des horizons de surface des sous-unités O.2 de mi-pente et O.3 de plateau.

Orientation %	0°	45°	90°	135°
O.2 avril	27	23	27	23
O.2 juin	29	23	26	22
O.2 août	28	23	27	23
O.3 avril	28	22	28	22
O.3 juin	28	22	28	22
O.3 août	27	22	28	22

On peut aussi observer que la porosité de transfert rapide diminue en fonction de la profondeur et que sa variabilité intra-bloc est plus marquée dans le cas de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse, que dans celui de la sous-unité limoneuse de plateau O.3 (fig. V. 8.).

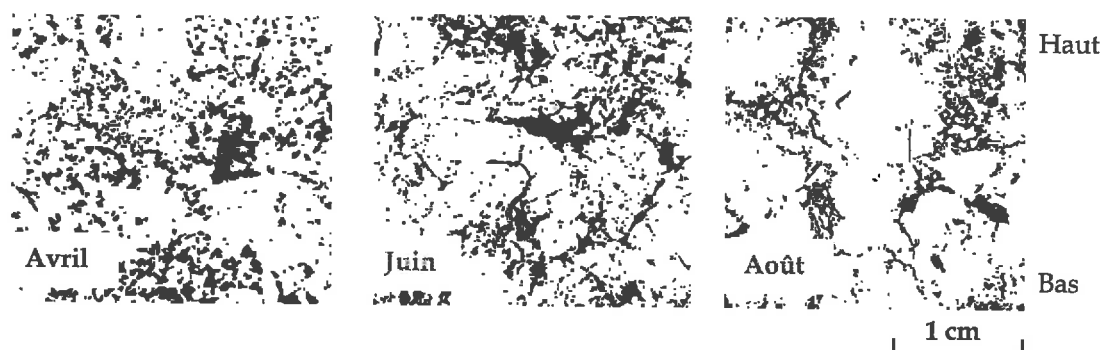
En juin 1993, la sous-unité la plus argileuse O.2 se caractérise par l'apparition d'un réseau de fissures, fines et orientées horizontalement devenant plus grossières et compactes en août. Cette fissuration se traduit par une diminution des pores les plus gros (fig. V. 10.).

Figure V. 10. Evolution saisonnière (entre avril et août 1993) de la répartition de la porosité de transfert rapide, en fonction de la taille des pores (exprimée en diamètre), pour les sous-unités O.2 de mi-pente, et O.3 de plateau (la porosité est en noir).



Ce réseau de fissures est moins prononcé sur les photogrammes verticaux, mais on observe (comme en surface) une réorganisation des pores qui passent de formes arrondies à des formes allongées et linéaires (fig. V. 11.).

Figure V. 11. Photogrammes des blocs verticaux des horizons de surface de la sous-unité O.2 de mi-versant, la plus argileuse (la porosité est en noir). L'orientation des photogrammes est conservée.



Ces réseaux de fissures sont les témoins d'alternances climatiques (Boiffin *et al.* 1990) et, dans notre cas, ils peuvent être bien reliés aux cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation (fig. V. 7.).

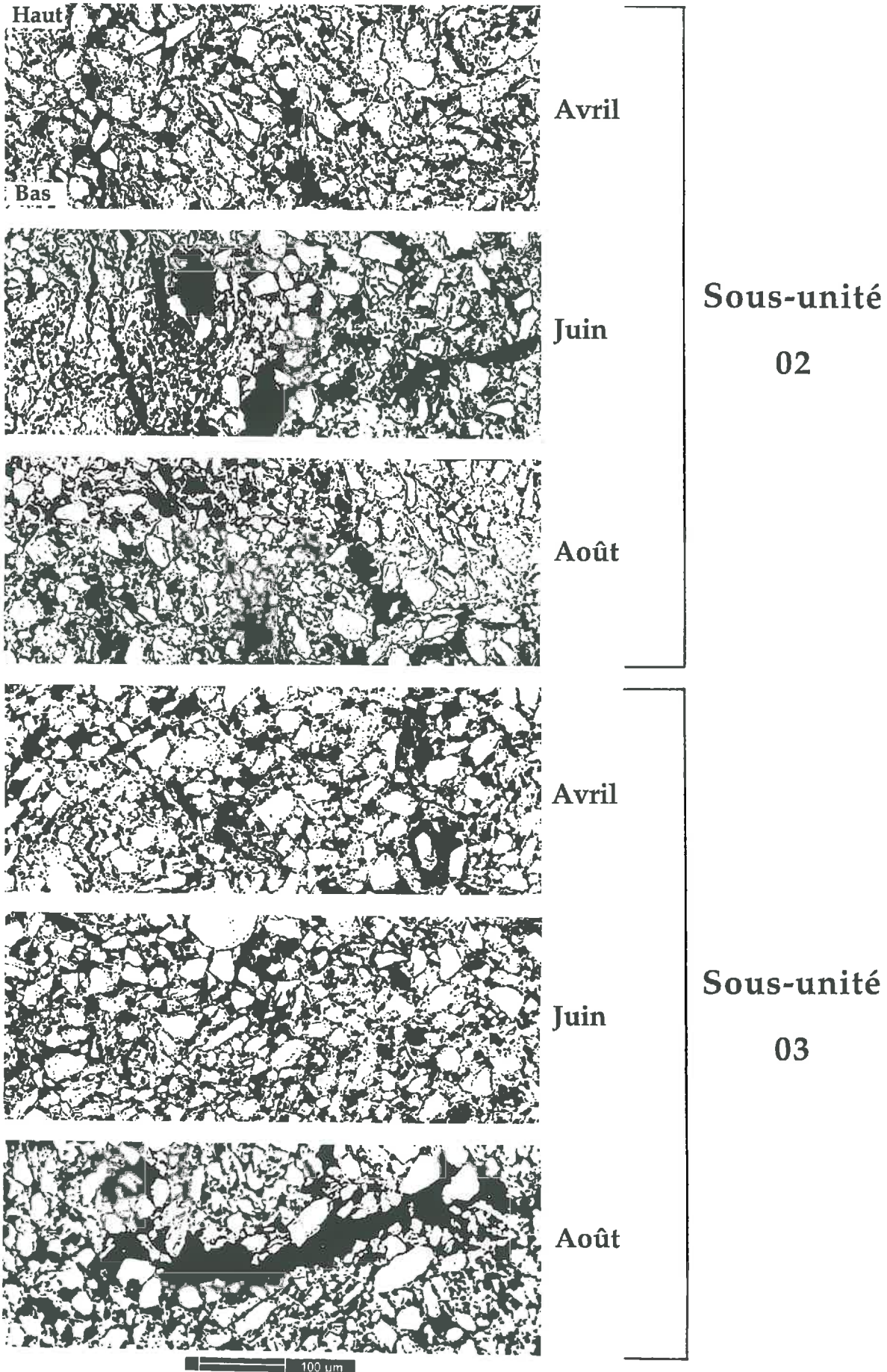
C'est après la longue période de dessèchement d'avril à juin 1993 (fig. V. 7.) que ce réseau de fissures fines se développe dans les horizons de surface les plus argileux de la sous-unité pédologique de mi-pente O.2.

De telles fissures apparaîtraient au moment de l'humectation et seraient d'autant plus développées que l'humidité initiale du sol est faible (Stengel *et al.* 1982). De plus, la diminution de porosité observée à cette date pourrait s'expliquer par un affaissement de la structure due à la désagrégation sous l'action des cycles humectation- dessiccation (Bresson & Moran 1995, Scott *et al.* 1994, Collis-George & Laryea 1972).

A l'opposé, aucun réseau de fissures n'est observé dans les horizons de surface les plus limoneux de la sous-unité O.3 de plateau. En fait, on note l'apparition de pores plus grands, de formes subarrondies (fig. V. 10.) corrélée à une augmentation de la porosité de transfert rapide (tab. V. 5.).

L'intensité de la fissuration dépend donc de l'amplitude du gonflement et du retrait des sols, phénomène bien connu. Elle est maximale pour les horizons de surface de mi-versant qui sont les plus argileux (voir le paragraphe V. 2.).

Figure V. 12. Exemples de microstructures à l'échelle de micrographies MEB de lames minces pour la sous-unité de mi-pente O.2 et la sous-unité de plateau O.3 au cours de la saison de culture de 1993.



Ces processus macroscopiques de fissuration devraient rendre les microstructures plus compactes. Qu'en est-il exactement ? C'est ce que nous allons maintenant chercher à élucider en caractérisant les porosités de stockage et de transfert lent.

V. 3. 4. Distribution des pores de stockage et dynamique saisonnière

A l'échelle des micrographies MEB, les horizons de surface des sous-unités pédologiques les plus limoneuses O.1 et O.3 sont caractérisés par des microstructures géfuriques (Stoops & Jongerius 1975, Brewers 1979, Bullock *et al.* 1985) au sein desquelles les grains de quartz limoneux sont enrobés, par place, de plasma argileux qui crée des ponts entre les grains. En revanche, les horizons de surface de la sous-unité pédologique la plus argileuse O.2 sont caractérisés par des microstructures porphyriques ouvertes (Stoops & Jongerius 1975, Brewers 1979, Bullock *et al.* 1985) où les grains de quartz limoneux baignent fréquemment dans une matrice argileuse (fig. V. 12.).

L'étude de la **porosité de stockage**, à l'échelle des micrographies MEB de lames minces de sols, nous informe sur des tendances quant à la distribution des surfaces de pores : il existe en effet une variabilité élevée des paramètres structuraux au sein d'une même lame mince. Ainsi, les coefficients de variation sont supérieurs à 30 % pour les volumes de pores inférieurs à 2 μm et sont supérieurs à 60 % pour les volumes des pores supérieurs à 30 μm (tab. V. 7.). Ils sont généralement plus élevés dans les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse.

Lorsque l'on décompose la distribution relative des volumes de pores en fonction de leur diamètre, on observe un effet "unité pédologique". C'est ainsi que les pores dont les diamètres sont supérieurs à 30 μm sont plus fréquents dans les horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3 alors que ce sont les pores de 2 à 10 μm qui sont le plus représentés dans les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse (tab. V. 8.).

Au cours de la saison de culture, on assiste à une redistribution des volumes de pores des plus petits diamètres (2 à 30 μm) vers les pores de plus gros diamètres (30 à 200 μm), quelle que soit la sous-unité pédologique considérée (tab. V. 8.).

Tableau V. 7. Répartition volumique moyenne des pores de stockage (micrographies MEB de lames minces de sols) des horizons de surface des sous-unités de mi-pente O.2 et de plateau O.3, par classe de taille exprimée en diamètre et porosité percolante $P\alpha$ correspondante (collaboration LSGC-CNRS, Nancy : H. Vivier). Toutes les valeurs sont rapportées à la porosité totale calculée lors des bilans d'analyse d'image.

Sous-unité O.2	0-2 μm	C.V %	2-10 μm	C.V %	10-30 μm	C.V %	30-200 μm	C.V %	Porosité réelle	C.V %	$P\alpha$ réelle	CV %
Avril	1,3 (0,9)	70,8	12,3 (1,8)	14,3	11,5 (2,5)	21,9	2,1 (1,4)	69,9	27,1 (3,4)	12,6	3 (7)	233
Juin	2 (0,1)	7,1	15,7 (1,7)	10,8	13,9 (2,4)	16,8	6,9 (4,7)	68,1	38,6 (5,6)	14,6	18 (18)	100
Août	1,4 (0,5)	32,3	13,9 (3,1)	22	13,8 (3,1)	22,2	4,4 (3,3)	74,2	33,5 (5,4)	16	24 (15)	63
Totale	1,5(0,6)	40	14 (2,6)	18,6	13 (2,7)	20,6	4,5 (3,8)	84	33,1 (6,7)	20,2	15 (16)	107

Sous-unité O.3	0-2 μm	C.V %	2-10 μm	C.V %	10-30 μm	C.V %	30-200 μm	C.V %	Porosité	C.V %	$P\alpha$	CV %
Avril	1,4 (0,3)	17,8	14,9 (1,4)	9,5	15,2 (3,6)	23,3	4,3 (2,3)	53,5	35,8 (4,5)	12,5	12 (17)	142
Juin	1,4 (0,5)	37,7	12,9 (2,3)	18,2	15,3 (3,1)	20,4	6,1 (3,1)	50,8	35,6 (4)	11,3	11(16)	146
Août	1,4 (0,3)	24	11,4 (2,1)	18,3	13,3 (3,3)	24,7	9 (5,3)	58,9	35,1 (4,4)	12,6	17 (13)	77
Totale	1,4 (0,4)	28,6	13 (2,4)	18,3	14,6 (3,2)	21,9	6,5 (4)	61,5	35,5 (4)	11,3	14 (15)	107

Tableau V. 8. Distribution moyenne relative de la porosité de stockage (%) des horizons de surface de l'unité de mi-pente O.2 et de l'unité de plateau O.3 (par classes de taille exprimées en diamètres). La porosité percolante associée ($P\alpha$) est exprimée en pourcentage de la porosité totale des lames minces (collaboration LSGC-CNRS, Nancy : H. Vivier).

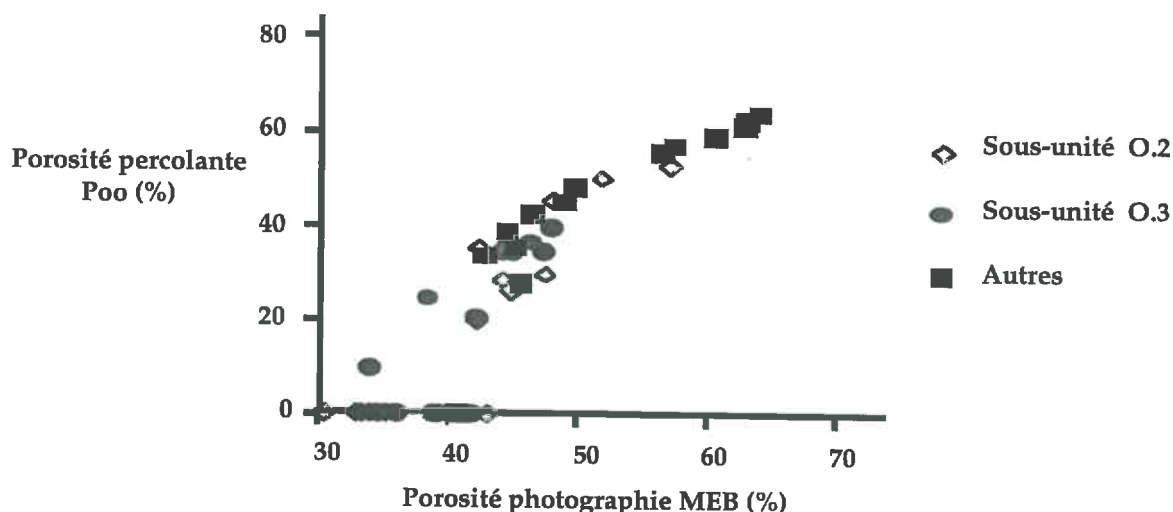
Date et unité	0-2 microns	2-10 microns	10-30 microns	30-200 microns	$P\alpha$
Avril O.2	4,6 (3,4)	45,4 (1,8)	42,4 (6,1)	7,5 (5,1)	9,3 (20,7)
Juin O.2	5,2 (1)	41,7 (9,1)	36 (1)	17 (9,7)	42,4 (41)
Août O.2	4,4 (1,7)	42,1 (9,5)	41 (4)	12,7 (8,4)	67 (40)
Avril O.3	4 (1,2)	42,1 (6,3)	42,1 (4,8)	11,7 (6,1)	30,9(42)
Juin O.3	4,1 (1,8)	36,5 (7,9)	42,4 (4)	16,9 (7,7)	29,4 (41)
Août O.3	4,1 (1,1)	33,1 (8,2)	37,7 (7,2)	25,1 (14)	45,6 (33)

Corrélativement, la porosité moyenne percolante de ces micrographies MEB de lames minces de sols augmente très nettement au cours du temps, de façon modérée dans le cas de la sous-unité de plateau O.3, mais de façon très marquée dans celui de la sous-unité de mi-versant O.2 (tab. V. 7. et V. 8.).

Ce résultat est important car nous verrons au cours de ce chapitre que cette augmentation temporelle de la porosité de stockage percolante va de pair avec une augmentation de la porosité mesurée par porosimétrie mercure. Elle est également reliée à une diminution de la capacité de rétention en eau du sol à des potentiels matriciels relativement élevés (3 bars).

Enfin, cette porosité percolante suit une relation non linéaire avec la porosité totale des photographies MEB (fig. V. 13.). Il existe une porosité minimale pour laquelle le milieu n'est plus percolant.

Figure V. 13. Relation entre la porosité totale et la porosité percolante P_{α} des photographies MEB des lames minces de sols. O.2 = sous-unité de mi-pente la plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau ; Autres = photographies MEB des lames minces de la sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente O.1.



Comme le stipule la théorie de la percolation, ce seuil est de 59,2 % pour un réseau carré en deux dimensions et dont les sites sont répartis de manière aléatoire (Stauffer 1985). Les mesures que nous avons effectuées sur les lames minces placent ce seuil beaucoup plus bas (30-40 %).

Ce phénomène pourrait être expliqué par une corrélation spatiale entre les pores, effectivement établie dans le cas des sols sableux africains par Dutartre (1993). Ainsi, Renault (1991) a montré que des auto-corrélations modifiaient les propriétés de transfert des milieux poreux par une diminution du seuil de percolation.

V. 3. 5. Discussion et conclusion à l'étude de l'évolution saisonnière des porosités emboîtées des horizons de surface

En raison du faible nombre de blocs prélevés, on peut légitimement s'interroger sur la **représentativité des porosités mesurées** et sur la robustesse des comparaisons statistiques effectuées. En effet, de nombreux auteurs ont établi que la variabilité de paramètres structuraux étaient plus importante entre blocs de sols du type de ceux que nous avons utilisé, qu'au sein d'un même bloc (voir par exemple Murphy & Bandfield 1978, Murphy 1983, Puentes *et al.* 1992). De plus, les travaux de Manichon (1982) et de Papy (1986) ont révélé la complexité de l'organisation des mottes des horizons de surface travaillés par les agriculteurs, fortement dépendante des systèmes de cultures et des itinéraires techniques. Nous avons essayé de tenir compte de ces sources de variabilité, en nous plaçant sur une parcelle ayant la même culture et en prélevant les échantillons dans une zone éloignée des traçes de roues des engins agricoles utilisés lors des actions phytosanitaires ou de fertilisation.

Les résultats de l'étude de la variabilité spatiale de la porosité des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Mélarchez (chapitre IV.) confirment et précisent cet aspect. En effet, la variabilité de la porosité totale des horizons de surface de chacune des trois sous-unités pédologiques est relativement réduite (CV de 3 à 6 %) mais toujours structurée dans l'espace de façon très chaotique (fractal antipersistant), dans un domaine fractal relativement limité (5 à 40 mètres).

Ce faible coefficient de variation de la porosité totale est là pour nous rassurer (relativement) sur la représentativité de la porosité de chaque bloc prélevé. Le fait d'effectuer nos échantillonnages saisonniers sur une surface réduite (en pratique dans un carré de 3 mètres sur 3) nous autorise à dire que nous avons toujours prélevé des blocs de sols à porosités autocorrélées dans l'espace, donc très liés physiquement les uns aux autres.

Enfin, les bilans de porosités mesurées par analyse d'image, à deux échelles d'observation emboîtées, ont été un succès pour deux des trois sous-unités pédologiques. Cette analyse quantitative des structures emboîtées non perturbées du sol est très certainement originale. Elle se différencie de la caractérisation des porosités emboîtées structurales et texturales (Stengel 1990) qui repose sur des hypothèses et sur un calcul et n'est pas effectué à partir d'un tel bilan complet de porosités emboîtées non perturbées.

Les résultats d'analyse d'image que nous avons obtenu (voir aussi le chapitre

VI pour la caractérisation des hétérogénéités structurales à l'aide de la géométrie fractale) nous permettent donc de décrire ces géométries emboîtées et leur dynamique temporelle.

Tout d'abord, ces résultats confirment l'importance de l'érosion et du colluvionnement différentiels qui ont permis d'organiser la couverture limoneuse du bassin versant de Mélarchez (Brie) de façon déterministe, selon la pente et la position dans la toposéquence : sous-unité limoneuse de plateau, sous-unité tronquée par l'érosion de mi-versant (pentes les plus fortes : 4 à 5%), la plus argileuse, et sous-unité limoneuse colluvionnée de bas de pente (Gury *et al.* 1994, Bartoli *et al.* 1995, chapitre II). En effet, **ces différenciations texturales impriment nettement leur marque vis-à-vis des propriétés structurales de ces milieux poreux.**

C'est ainsi que les horizons de surface de la sous-unité pédologique de mi-versant (la plus argileuse) se différencient des horizons de surface des autres sous-unités en 1993 par une porosité totale plus élevée, due en fait à une porosité de transfert rapide elle-même plus importante. Ceci est attribuable à leur plus grande aptitude à gonfler et à se rétracter au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation (processus de fissuration).

A l'échelle des photogrammes de blocs de sols, l'étude de la répartition des pores est délicate du fait de la forte hétérogénéité des paramètres au sein d'une même lame mince. La sous-unité la plus argileuse O.2 (25 % d'argiles) à un espace poral plus hétérogène que celui de la sous-unité O.3 (16 % d'argiles). Murphy et Banfield (1978) avaient déjà constaté ce type d'augmentation de l'hétérogénéité macro-structurale en fonction de la teneur en argiles lors d'une étude micromorphologique d'horizons B_{tg} de sols bruns lessivés.

Les horizons de surface plus argileux de la sous-unité de versant se caractérisent également par des diamètres de pores de stockage et de transfert lent relativement petits (2 à 10 microns) par rapport à ceux des horizons de surface de la sous-unité limoneuse de plateau (souvent supérieurs à 30 microns), ce qui est attribuable au "pontage" des grains de quartz limoneux par les microagrégats argileux, nettement plus abondants dans la sous-unité de mi-versant que dans celle de plateau.

Enfin, un effet saisonnier a été observé, quelle que soit la sous-unité pédologique considérée : les diamètres de pores de stockage augmentent (tout comme leur porosité percolante), du printemps à l'été.

Ce résultat est important car, comme nous l'observerons à la fin de ce chapitre, cette augmentation temporelle de la porosité de stockage percolante se

corrèle, du printemps à l'été, à une diminution de la capacité de rétention en eau du sol à des potentiels matriciels relativement élevés (3 bars). Ceci permettrait donc d'apporter une signification physique à l'effet saisonnier des récentes modélisations hydrologiques du bassin versant de Mélarchez (Leviandier *et al.* 1996).

Au niveau méthodologique, l'analyse d'image que nous utilisons pour caractériser la **porosité percolante** n'est pas adéquate pour décrire les connections entre macropores, ce qui est notamment attribuable au fait que l'image est en deux dimensions et que la macro-structure n'est pas isotrope. Les méthodes d'analyse d'image stéréologiques (Scott *et al.* 1988a) et surtout les reconstitutions précises de l'espace tri-dimensionnel du milieu poreux effectuées à l'aide de la tomographie X (Anderson *et al.* 1988, Heijs *et al.* 1996) ou de l'imagerie RMN sont, à ces échelles d'observation, les seules qui puissent être appropriées pour caractériser la connectivité des pores de transfert rapide avec un programme d'analyse d'image de percolation.

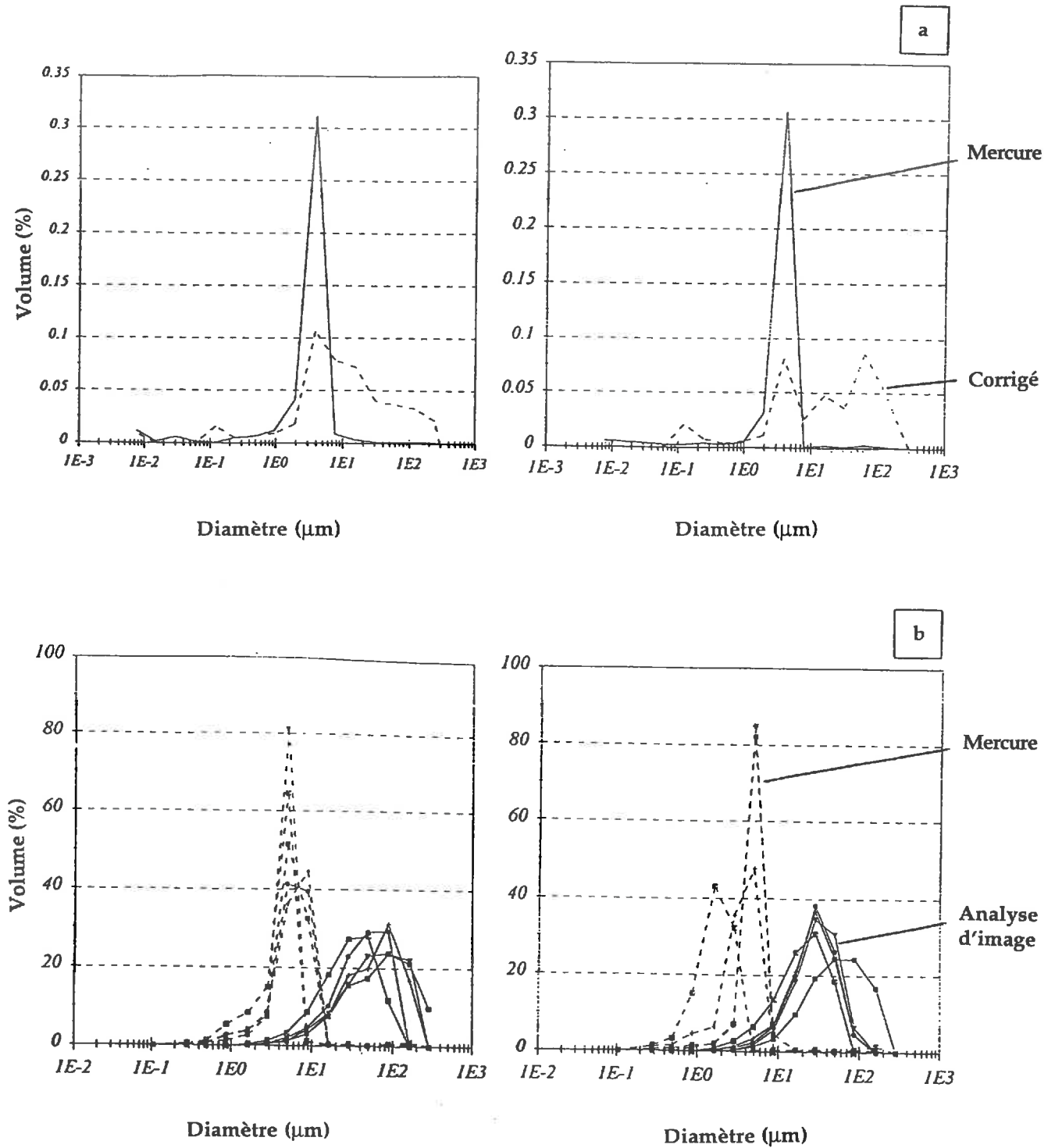
Par contre, cette méthode de caractérisation de la connectivité de l'espace poral s'est avérée prometteuse à l'échelle des micrographies MEB de lames minces de sols, ce qui est notamment attribuable à une relative isotropie statistique de cette microporosité de stockage et de transfert lent.

Au cours des paragraphes suivants, nous étudierons, l'impact de la teneur en argiles et des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation sur les distributions porales obtenues par porosimétrie mercure (paragraphe V. 3. 6.) ainsi que sur les courbes de rétention d'eau (drainage) (paragraphe V. 5. 3.).

La gamme de pores fonctionnels permettant de retenir le mercure ou l'eau correspond sensiblement à celle des pores de stockage et de transfert lent que nous avons caractérisé sur les micrographies MEB de lames minces de sols. Par contre, les échelles d'observation sont très différentes : microscopiques (volume équivalent de près de 10^{-3} mm³) pour les micrographies MEB de lames minces et macroscopiques (volumes de 10^3 à 10^4 mm³), soit près de 10^6 - 10^7 plus élevées, pour les échantillons utilisés pour la porosimétrie par intrusion de mercure et la détermination des courbes de rétention d'eau.

Au cours de ce chapitre, et surtout du chapitre suivant (chapitre VI), nous essayerons néanmoins de relier les caractérisations de ces géométries microscopiques aux comportements macroscopiques (intrusion de mercure et rétention d'eau) des sols limoneux étudiés.

Figure V. 14. Distribution de la porosité accessible en porosimétrie au mercure en fonction du diamètre équivalent sur des assemblages squelette-argile d'après Attou (1996). (a) Comparaison des résultats obtenus en porosimétrie par intrusion de mercure et en analyse d'image. (b) Comparaison des résultats expérimentaux aux résultats corrigés grâce au modèle multi-échelles de Daian (1992).



V. 3. 6. Distribution des pores mesurés par porosimétrie mercure et leur dynamique saisonnière

V. 3. 6. 1. Introduction

En science du sol, la porosimétrie par injection de mercure est l'un des outils d'investigation les plus utilisés pour étudier la distribution des volumes de pores car cette caractérisation structurale est rapide et couvre une gamme étendue de rayons de pores (10^5 nm à 4 nm) (Lozet 1972, Nagpal *et al.* 1972, Lawrence 1977, Lawrence *et al.* 1979, Newman & Thomasson 1979, Churchman & Payne 1983, Chrétien 1986, Bruand & Prost 1987, Fiès & Bruand 1990, Bruand *et al.* 1990, 1993).

De nombreux auteurs ont essayé de comparer les résultats obtenus par cette méthode avec ceux de l'analyse d'image effectuée dans une gamme de tailles de pores équivalente (Fiès & Bruand 1990, Audiguier-Marcel & Delage 1987, Chrétien 1987).

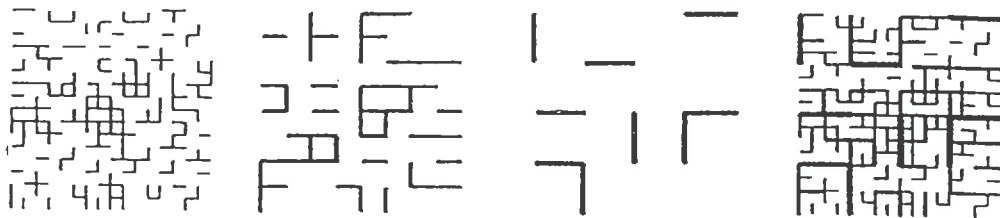
Si une étude réalisée sur la porosité de résines a prouvé qu'il existait une bonne corrélation entre ces deux méthodes (Huxham *et al.* 1994) il n'en est pas du tout de même pour les pores du sol, dont les dimensions obtenues par analyse d'image sont près de dix fois plus élevées que celles obtenues par porosimétrie mercure (d'Acqui *et al.* 1994, fig. v. 14b, d'après Attou 1996), bien qu'une bonne adéquation entre les volumes mesurés ait été observé.

Cette disparité est attribuée au fait que les pores des sols ne sont pas des tubes cylindriques parallèles comme le décrit la loi de Jurin, pourtant toujours utilisée en porosimétrie mercure, mais sont des volumes complexes interconnectés dont les rayons d'entrée (et non pas les rayon réels) contrôlent le volume de mercure introduit (voir par exemple Tsakiroglou *et al.* 1990, Bruand *et al.* 1993). Le volume de mercure introduit à une pression donnée dépendrait fortement de la manière dont ce succèdent les différentes valeurs de taille des pores et il pourrait ne correspondre qu'à une occupation partielle des pores disponibles suivant la façon dont s'organise le réseau.

Ces phénomènes d'intrusion rapide de mercure dans un milieu poreux désordonné ont été décrits à l'aide de la théorie de la percolation : il existe ainsi un seuil de pression P_c , dit *seuil de percolation*, à partir duquel le fluide injecté traverse tout le réseau (Chatzis & Dullien 1977, Lenormand 1981, Thompson *et al.* 1987, Guyon *et al.* 1984, Renault 1988, 1991).

Ceci a conduit à l'élaboration de modèles de réseaux percolants, initialement introduits par Fatt (1956) et actuellement largement acceptés et développés par de nombreux physiciens comme étant les modèles les plus réalistes pour les milieux poreux désordonnés (fig. V-15, d'après Van Damme 1995), tels les ciments (Daian & Saliba 1991, Daian 1992), les roches sédimentaires (Spearing & Matthews 1991, Matthews & Spearing 1992, Matthews *et al.* 1993) et les sols (Ewing & Gupta 1993a, 1993b, Crawford 1994, Perrier *et al.* 1995, Attou 1996).

Figure V. 15. Construction d'un réseau de percolation multi-échelles hiérarchique selon Daian (1992) et Xu (1995) (d'après Van Damme 1995).



Il est ainsi tout à fait remarquable de confirmer que la distribution des pores obtenue par porosimétrie mercure corrigée grâce au modèle multi-échelles de Daian (1992) est identique à la distribution de pores équivalents obtenue par analyse d'image (fig. V-14a, d'après Attou 1996).

Pour Garboczi (1991), les courbes obtenues par injection de mercure permettraient de prédire la perméabilité des milieux poreux grâce au formalisme de Katz et Thompson, mais elles ne pourraient pas être utilisées pour obtenir une représentation géométrique de la structure. Pour cet auteur, des recherches doivent être développées afin de mieux comprendre ce qui relie la signature du spectre et les microstructures.

Nous décrirons les informations que nous apportent les courbes obtenues en porosimétrie par injection de mercure en les analysant en terme de percolation. La comparaison des résultats obtenus avec ceux de l'analyse d'image et de la rétention d'eau sera effectuée de façon plus approfondie dans le cadre du chapitre VI.

V. 3. 6. 2. Résultats

Il faut tout d'abord remarquer que les mesures effectuées en porosimétrie mercure ne nous permettent pas d'avoir accès à des pores de rayons supérieurs à 45 μm en raison de la mesure manuelle effectuée aux faibles pressions.

La porosité totale des mottes de sols d'un centimètre cube mesurée par porosimétrie mercure est le paramètre structural global que nous analyserons en premier.

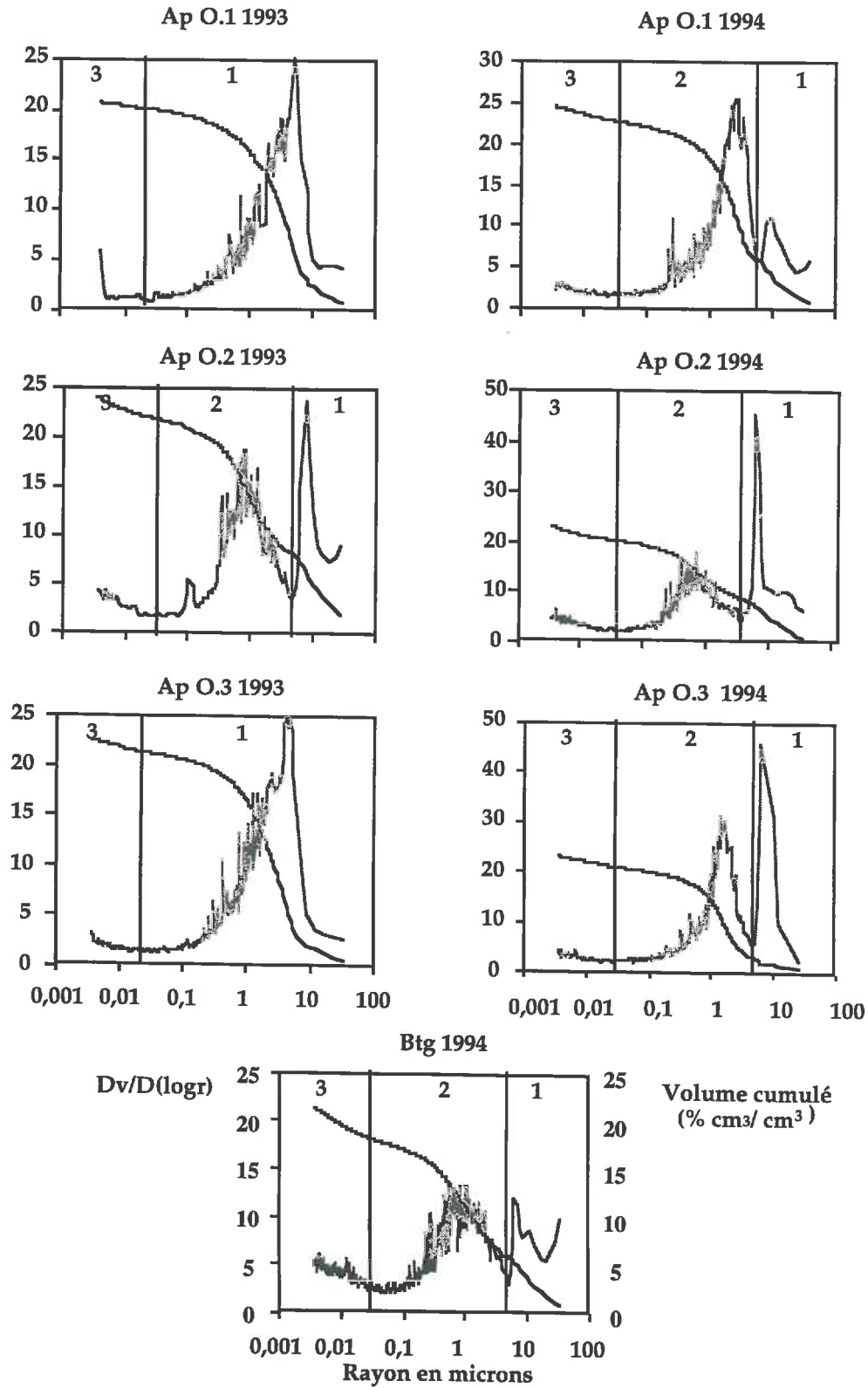
En 1993, les mottes des sous-unités O.2 et O.1, de mi- et de bas de pente, ont les porosités mercure totales les plus faibles (24 %), les mottes de la sous unité de plateau O.3 ayant pour leur part les porosités les plus élevées (27 %) (tab. V. 9.). Cette opposition confirme celle que nous avons notée lors de l'analyse d'image de la porosité de stockage et de transfert lent (tab. V. 7.).

C'est dans les sous-unités les plus limoneuses (O.1 et O.3) que nous observons les augmentations de porosité mercure totale les plus fortes au cours de la saison de culture en 1993 (tab. V. 9.). Cette augmentation saisonnière de la porosité mercure totale peut être due à l'augmentation de la porosité percolante (augmentation des volumes poreux accessibles) et des pores les plus grands, précédemment observée en analyse d'image (paragraphe V. 3. 4.).

Tableau V. 9. Evolution saisonnière de la porosité mercure totale (% volumique), mesurée sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

	Sous-unité O.1	Sous-unité O.2	Sous-unité O.3
Porosité totale			
Avril 1993 Ap	20,5	23,8	22,4
Juin 1993 Ap	25,2	23,8	30,6
Août 1993 Ap	26,3	25,6	29,5
Total 1993 Ap	24 (3)	24,4 (1,1)	27,3 (4,3)
Mai 1994 Ap	24,4	22,7	22,7
Juin 1994 Ap	22,2	17,9	26,2
Total 1994 Ap	23,3 (1,6)	20,3 (3,4)	24,4 (2,4)
Août 1994 Btg	21	17,8	21,2

Figure V. 16. Exemples de distributions $Dv/D(\log r)$ et de courbes cumulées V de la porosité remplie de mercure, en fonction du rayon de constriction. Les mesures ont été réalisées sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



En 1994, ce sont les mottes de ces sous-unités O.1 et O.3 les plus limoneuses qui ont les valeurs de porosité mercure totale les plus élevées, (respectivement 23 % et 24%), pour une porosité mercure totale moyenne de 20 % pour la sous unité de mi-pente O.2, la plus argileuse.

La dynamique de la porosité est totalement différente en 1994 par rapport à l'année 1993. En effet, en 1994, nous observons une diminution de la porosité mercure totale dans les sous-unités O.1 et O.2 de bas et de mi-pente et, au contraire, une augmentation de celle-ci dans la sous-unité O.3 de plateau.

Enfin, les mottes des horizons Btg se différencient nettement des mottes de leurs horizons de surface sus-jacents par leur porosité mercure totale plus faible (18 à 20 %) (tab. V. 9.), ce qui confirme les résultats de l'analyse de la porosité totale par la méthode des cylindres (paragraphe V. 3. 1.).

La signature générale des spectres de porosimétrie mercure est différente selon les années mais ne varie pas à court terme, du printemps à l'été d'une même année (fig. V. 16.). En 1993, les mottes des sous unités les plus limoneuses O.1 et O.3 sont caractérisées par une distribution bimodale des volumes de pores. Au cours de la même année, les mottes de la sous-unité O.2, (la plus argileuse) et en 1994, les mottes de l'ensemble des sous-unités pédologiques sont caractérisées par une distribution trimodale de volumes de pores (fig. V. 16.).

Les distributions trimodales de volumes poreux observées en 1994 pour l'ensemble des sols (et en 1993 pour les horizons de surface les plus argileux) sont rigoureusement identiques à celles décrites par Fiès et Bruand (1990) lors de la caractérisation par porosimétrie mercure d'un sol limoneux de Beauce (20 % d'argiles) tout à fait analogue au notre.

Fiès (1984, 1992) et Fiès et Bruand (1990) interprètent le volume micro-poral V_3 comme étant la porosité des domaines argileux tandis que le volume principal V_2 , centré à 2.5 μm de rayon de pore de constriction, est interprété comme porosité inter-grains ou porosité lacunaire, résultant de l'agrégation des grains de quartz plus ou moins pontés par des microagrégats argileux. L'analyse d'image des structures emboîtées des sols limoneux étudiés (fig. V. 2.) confirme tout à fait ce type d'interprétation.

Le volume macro-poral V_1 pourrait être attribué à des défauts de surface,

comme cela fut démontré par Thompson *et al.* (1987) dans le cas des grès, ainsi qu'à des microfissures.

La distribution bimodale des volumes des pores, observée en 1993 dans le cas des mottes des sous-unités les plus limoneuses O.1 et O.3, pourrait s'expliquer par un chevauchement des seuils d'accès de deux volumes, le volume V_1 d'origine structurale (rugosité de surface des mottes et microfissures) et le volume V_2 d'origine lacunaire. Le fait que la distribution des volumes de pores de ces horizons de surface plus limoneux soit bimodale en 1993 serait aussi à relier au fait que leurs réseaux poreux inter-grains sont extrêmement bien connectés (fig. V. 12.).

Lorsque les distributions de volumes de pores sont trimodales, les limites entre les volumes V_1 et V_2 , d'une part et celles entre les volumes V_2 et V_3 , d'autre part, ne sont pas des facteurs discriminants des sous-unités et n'évoluent pas au cours de la saison de culture

Lorsque ces trois volumes sont présents, le volume poral structural V_1 est accessible à des rayons de constriction compris entre $45 \mu\text{m}$ et $5 - 6 \mu\text{m}$, le volume poral lacunaire V_2 à des rayons compris entre $5 - 6 \mu\text{m}$ et $0,03-0,05 \mu\text{m}$ et le volume de la phase argileuse V_3 aux rayons de constriction inférieurs à $0,05 \mu\text{m}$ et jusqu'à des valeurs de $0,0004 \mu\text{m}$. La valeur de la limite supérieure du volume V_3 est du même ordre de grandeur que les valeurs qui avaient été notées par Fiès (1984) pour des mélanges argiles-limons ($< 0,05 \mu\text{m}$), mais légèrement inférieure à celles observées par Cousin *et al.* (1994) pour des sols argilo-limoneux ($0,09 \mu\text{m}$) et à celles de Bruand *et al.* (1990) mesurées sur des sols ferrallitiques et ferrugineux ($0,2 \mu\text{m}$).

Etant donné que la limite entre le volume V_1 et V_2 n'est pas un facteur discriminant, nous avons aussi séparé ces volumes sur les spectres des mottes des sous-unités O.1 et O.3 de l'année 1993, à distribution bimodale, en prenant pour limite $5,5 \mu\text{m}$ afin de pouvoir comparer systématiquement trois classes de volumes entre elles (bien qu'elles n'aient pas la même signification physique, comme nous pourrions par exemple l'observer lors de la caractérisation des seuils de percolation).

En 1993, la distribution annuelle moyenne de ces trois volumes, exprimée en pourcentage de porosité mercure totale, est relativement monotone, avec seulement une porosité micro-porale plus élevée dans le cas des horizons de surface O.2 les plus argileux (tab. V. 10.).

V. 10. Distribution annuelle moyenne des trois volumes de pores, exprimés en % de porosité mercure totale (V1 = porosité structurale ; V2 = porosité lacunaire ; V3 = porosité de la phase argileuse). Les mesures ont été effectuées sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface A_p (trois prélèvements) et de leurs horizons B_{tg} sous-jacents (un seul prélèvement). Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

	Porosité structurale V1 %	Porosité lacunaire V2 %	Porosité de la phase argileuse V3 %
Sous-unité O.1 1993	35,8 (8)	59,3 (8,8)	5 (1,5)
Sous-unité O.2 1993	35,1 (5,6)	55,8 (5,2)	9,1 (0,5)
Sous-unité O.3 1993	38,6 (18)	55,7 (17)	5,6 (1,1)
Sous-unité O.1 1994	19 (5,9)	74,3 (5,8)	6,8 (0,1)
Sous-unité O.2 1994	28,3 (11,8)	58,1 (10,9)	13,6 (0,9)
Sous-unité O.3 1994	19,6 (10,8)	72 (6,8)	8,4 (4)
Btg 1994	24,5 (5,8)	58,3 (11)	17,2 (5,3)

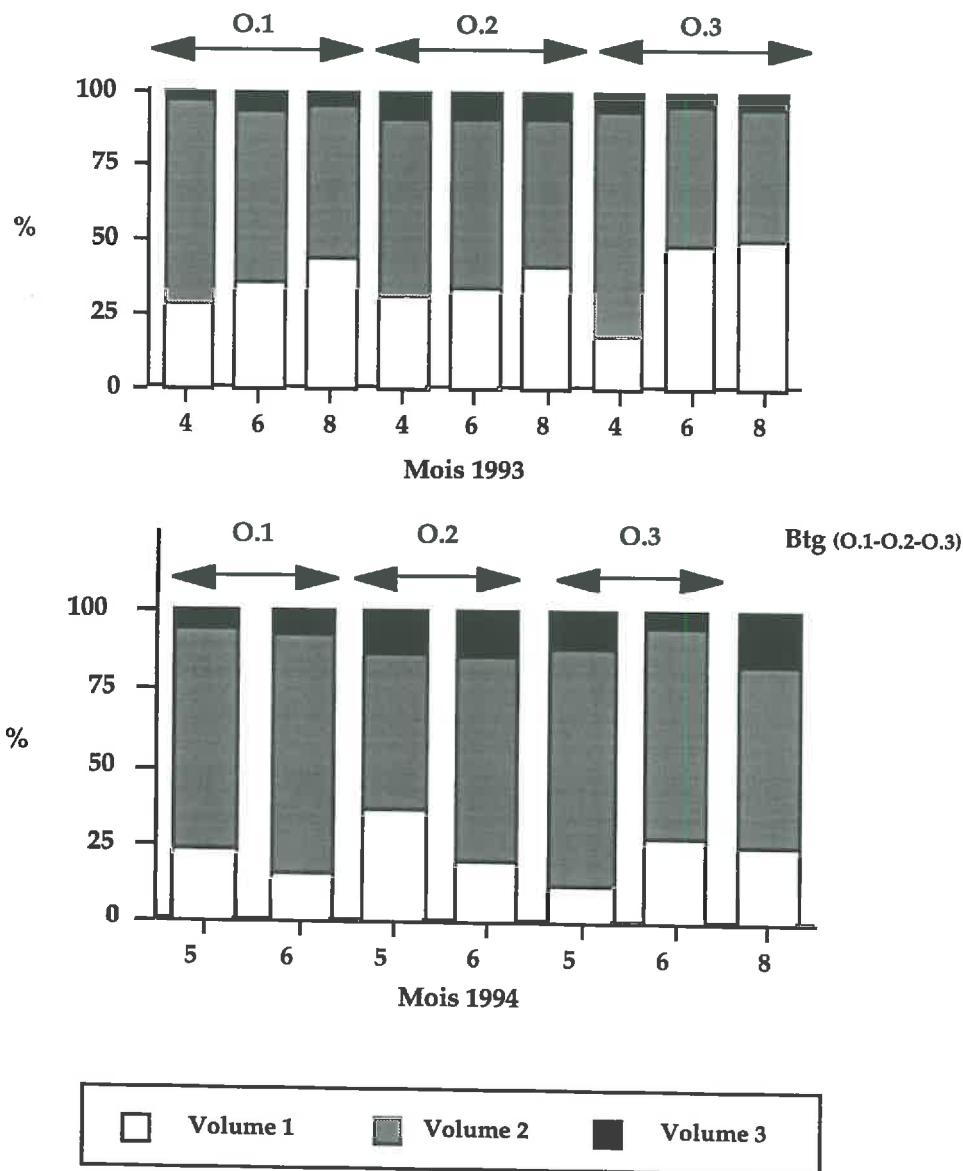
Cependant, le fait que la distribution des volumes poreux soit bimodale dans le cas des sous-unités les plus limoneuses O.1 et O.3, alors qu'elle est trimodale dans le cas de la sous-unité la plus argileuse O.2 rend toute interprétation délicate.

Pendant cette année 1993, la porosité structurale augmente au cours du temps et donc, corrélativement, la porosité lacunaire inter-grains diminue au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation (processus de retrait et de microfissuration) (figs. V. 17. et V. 18.).

En 1994, lorsque toutes les distributions de volumes poreux sont trimodales, les mottes de la sous-unité O.2 de mi-pente (la plus argileuse) sont souvent plus compactes au niveau de leur porosité lacunaire et, corrélativement, plus poreuses au niveau de leur porosité structurale que les mottes des deux autres sous-unités O.1 et O.3, plus limoneuses (tab. V. 10. et figs. V. 17. et V. 18.) : ceci est à nouveau attribuable à un processus de retrait et de microfissuration plus marqué.

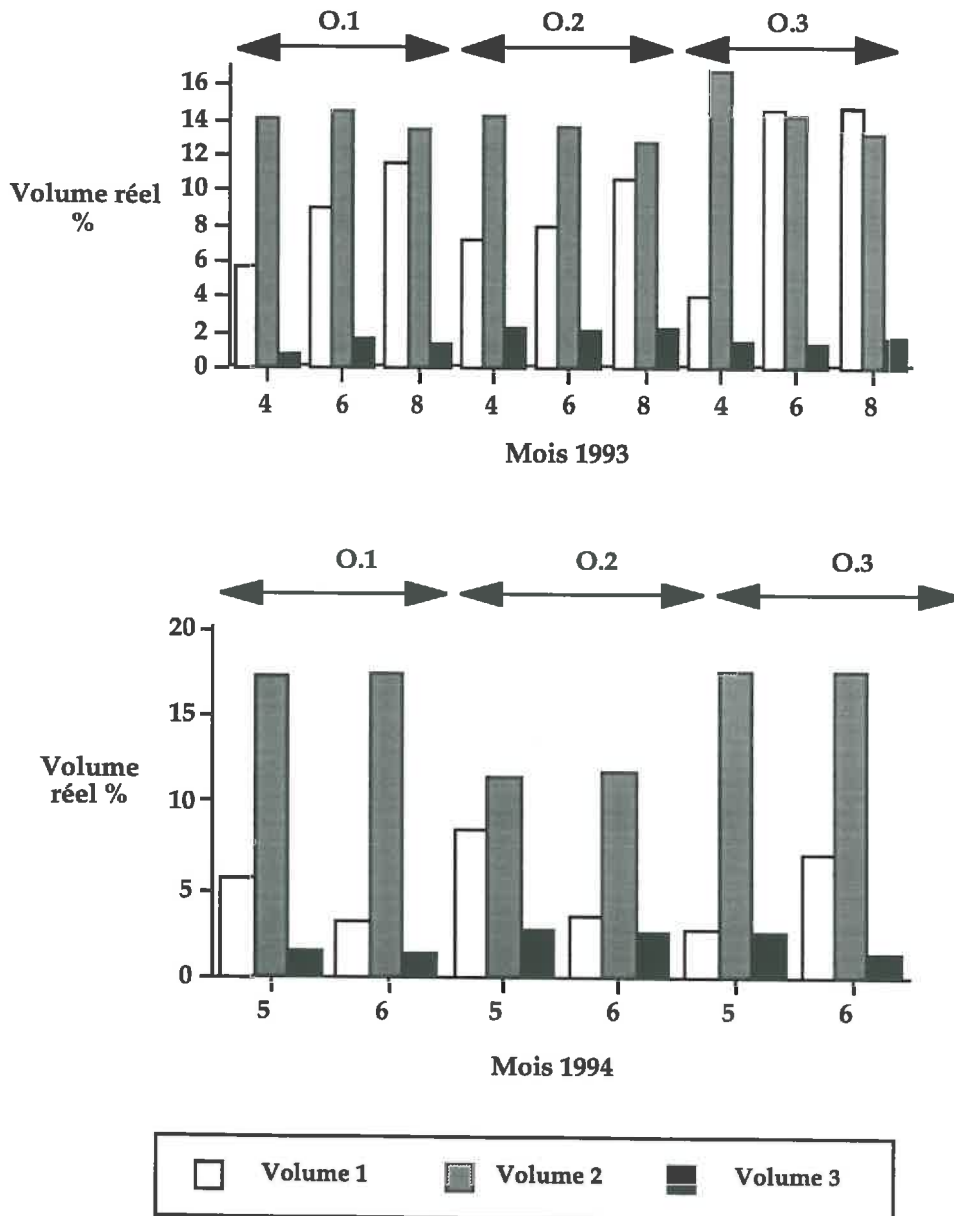
Le volume V_3 des microporosités des domaines argileux est plus élevé dans les horizons B_{tg} et dans l'horizon de surface A_p de la sous-unité de mi-pente O.2, (respectivement 5-4 % et 2-3 % en volume réel des pores), tandis que les sous-unités colluvionnée O.1 et de plateau O.3 les plus limoneuses ont les valeurs les plus faibles (respectivement 1-1,6 % et 1,5-2,6 %) (tab. V. 10. et fig.V. 18.).

Figure V. 17. Evolution saisonnière (1993 et 1994) de la distribution des trois volumes de pores, exprimée en pourcentage de porosité mercure totale (V1 = porosité structurale ; V2 = porosité lacunaire ; V3 porosité de la phase argileuse). Les mesures ont été réalisées sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



De même, les mottes des horizons B_{tg} sous-jacents, plus argileuses que les mottes de leurs horizons de surface, se différencient de façon logique par des microporosités plus élevées (tab. V. 10. et fig. V. 17.). En 1993 ou en 1994, la sous-unité de plateau O.3 se différencie aussi souvent de la sous-unité de bas de pente O.1 à la fois par une teneur en argiles plus élevée (tab. V. 1.) et, corrélativement, par un volume de pores due à cette phase argileuse plus important (tab. V. 10. et fig. V. 18.).

Figure V. 18. Evolution saisonnière (1993 et 1994) des trois volumes de pores, exprimés en % volumique (V1 = porosité structurale ; V2 = porosité lacunaire ; V3 porosité de la phase argileuse). Les mesures ont été réalisées sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Par contre, pour chacune des trois sous-unités pédologiques, ce volume micro-poral des domaines argileux reste relativement constant au cours des saisons de culture (fig. V. 18.). On note cependant une exception pour la sous-unité de plateau O.3 où l'on observe une diminution de ce volume entre mai et juin (2,6 % en mai et 1,5 % en juin) (fig. V. 18.).

Si la porosité attribuée à la phase argileuse ne présente pas de modification au cours des saisons, elle diffère toutefois sensiblement en fonction du type de culture

(1993 = blé, 1994 = pois) (tab. V. 10).

Le volume V_2 correspondant à la porosité lacunaire inter-grains est généralement plus élevé dans les mottes des sous-unités les plus limoneuses O.1 et O.3, que dans celle de l'unité O.2, la plus argileuse (tab. V. 10. et fig. V. 18.). Ceci confirme également son interprétation de porosité inter-grains. Corrélativement, le rayon modal le plus élevé de cette porosité lacunaire est observé dans le cas de ces horizons de surface O.1 et O.3 les plus limoneux (tab. V. 11.).

De plus, pour chaque sous-unité pédologique, cette porosité lacunaire est relativement constante, ce qui confirme les travaux des agronomes français utilisant le concept analogue de porosité texturale (Stengel 1990). A l'opposé, la porosité structurale V_1 augmente de façon considérable au cours de la saison de culture 1993 (fig. V. 18.).

C'est ainsi qu'en 1993, pour chaque sous-unité pédologique, le volume réel des pores dit structuraux V_1 augmente entre avril et août, au détriment parfois (O.2) d'une partie du volume de la porosité lacunaire V_2 (fig. V. 17.).

Dans le cas des mottes de la sous-unité O.2, cette augmentation serait attribuable au processus de retrait et de microfissuration se développant au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation (paragraphes V. 2. et V. 3. 3.).

Cette augmentation est de plus forte amplitude dans les sous-unités les plus limoneuses O.1 et O.2 (respectivement 5,5 % et 10 % de volume réel en plus), se rétractant le moins au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation (paragraphes V. 2. et V. 3. 3.). Cette augmentation de la porosité structurale et en cascade, de la porosité mercure totale (meilleure intrusion de mercure) (tab. V. 9.) pourrait être donc être ici reliée à l'augmentation saisonnière de la connectivité des pores clairement établie au cours du paragraphe V. 3. 4. .

En 1994, le volume structural V_1 diminue dans les sous-unités O.1 et O.2 sans que cela influe de manière significative sur les autres volumes. A l'inverse, dans la sous-unité de plateau O.3, le volume des pores structuraux augmente et celui des pores de la phase argileuse diminue (fig. V. 18.). Nous n'avons pas d'informations sur la connectivité des pores en 1994 : ces résultats contradictoires ne pourront donc pas être interprétés, mais on peut seulement observer que tout comme en 1993, c'est la valeur de cette macroporosité structurale qui explique celle de la porosité mercure totale (tab. V. 9.).

En 1993 et 1994, le rayon modal du volume V_1 est plus élevé dans les mottes de la sous-unité de mi-pente O.2 par rapport à celui des mottes des sous-unités O.1 et O.3, les plus limoneuses et par rapport à l'horizon Btg (tab. V. 11.).

Tableau V. 11. Moyennes annuelles des rayons modaux, exprimés en microns pour les trois volumes (V_1 = porosité structurale ; V_2 = porosité lacunaire ; V_3 porosité de la phase argileuse) en 1993 et 1994. Les mesures ont été réalisées sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents (moyenne des trois prélèvements). Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Rayon modal	O.1 Ap 1993	O.2 Ap 1993	O.3 Ap 1993	O.1 Ap 1994	O.2 Ap 1994	O.3 Ap 1994	Btg 1993
Rayon V_1	6,7 (1,3)	12 (3,9)	7,4 (2,1)	8,2 (2)	11,5 (6,5)	6,8 (0)	7,9 (1,5)
Rayon V_2		1,2 (0,6)		2,8 (0,1)	0,8 (0)	1,7 (0,2)	0,5 (0,2)
Rayon V_3	0,004 (0)	0,005 (0,001)	0,005 (0,001)	0,004 (0)	0,004 (0)	0,004 (0)	0,005 (0,001)

Ceci est attribuable au fait que ces horizons de surface plus argileux sont plus agrégés (microstructures porphyriques ouvertes) que leurs homologues limoneux (microstructures géfuriques) (fig. V. 12.), ce qui vient conforter l'attribution du volume V_1 à une porosité structurale.

Les volumes V_1 sont aussi caractérisés par des valeurs maximales des rayons de constriction. Celles-ci varient entre 1993 et 1994, mais également au cours de la saison de culture (tab. V. 12.). La première année, les sous-unités les plus limoneuses ont les valeurs les plus élevées et ce sont elles qui présentent l'augmentation la plus marquée (tab. V. 12.), tout comme elles se différenciaient de la sous-unité de mi-pente la plus argileuse par une augmentation de porosité structurale V_1 plus prononcée.

En 1994, ce rayon de constriction maximal diminue entre mai et juin dans les sous-unités O.1 et O.2 alors qu'il augmente dans la sous-unité de plateau O.3.

Les échantillons de l'horizon Btg ont des rayons constriction maxima variables selon la sous-unité pédologique, avec une moyenne de 36,6 μm (3,6) (tab. V. 12.).

Tableau V. 12. Evolution saisonnière et valeurs moyennes des rayons de constrictions maxima, exprimés en microns en 1993 et 1994. Les mesures ont été réalisées sur des mottes d'un centimètre cube issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente, O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion, plus argileuse et O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

	Sous-unité O.1	Sous-unité O.2	Sous-unité O.3
Avril 1993 Ap	30,5	28,2	36,4
Juin 1993 Ap	33,2	31,8	40,3
Août 1993 Ap	38,2	33,1	42,6
Total 1993 Ap	34 (4)	31 (2,6)	39,7 (3,1)
Mai 1994 Ap	42,6	40,3	28,2
Juin 1994 Ap	33,2	38,2	45,1
Total 1994 Ap	37,9 (6,7)	39,3 (1,5)	36,7 (12)
Août 1994 Btg	40,3	33,2	36,4

Comme nous l'avons exposé dans l'introduction de ce paragraphe, le processus essentiel de l'intrusion de mercure dans un milieu poreux désordonné est la percolation. Aussi allons-nous maintenant analyser les différents seuils de percolation dont nous avons expliqué la détermination au cours de l'exposé des méthodes (chapitre III).

Le rayon de constriction du seuil de percolation Sp_1 régulant l'entrée du mercure dans la porosité structurale V_1 est compris entre 20 à 27 μm pour la sous-unité de mi-pente et l'horizon B_{tg} , les plus argileux, tandis qu'il a des valeurs plus faibles pour les horizons de surface les plus limoneux, à l'exception de O.3 en 1993 (tab. V. 13.). Ceci serait attribuable à un processus de micro-fissuration plus développé dans le cas des sols les plus argileux.

De même, les mottes de la sous-unité de plateau O.3 ont toujours un seuil de percolation Sp_1 caractérisé par un rayon de constriction plus élevé que celui des mottes de la sous-unité de bas de pente O.1, ce qui s'expliquerait par des processus de retrait légèrement plus marqués, liés à leurs teneurs un peu plus élevées en argiles (voir le paragraphe V. 2.).

Tableau V. 13. Evolution saisonnière et inter-annuelle des seuils de percolation, exprimés en microns. Les valeurs entre parenthèses correspondent aux écarts-types. Les mesures ont été réalisées sur des mottes d'un centimètre cube, issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Seuil de percolation μm	O.1 Sp1	O.2 Sp1	O.3 Sp1	O.1 Sp2	O.2 Sp2	O.3 Sp2
Avril 1993 Ap	8	16	5	-	5	-
Juin 1993 Ap	11	15	35	-	3	-
Août 1993 Ap	18	26	33	-	2	-
Total 1993 Ap	12,3 (5)	19 (6,1)	24,3 (16,8)	-	3,3 (1,5)	-
Mai 1994 Ap	12	33	14	4	2	3
Juin 1994 Ap	11	20	13	4	2	4
Total 1994 Ap	11,5 (0,7)	26,5 (9,2)	13,5 (0,7)	4 (0)	2 (0)	3,5 (0,7)
Btg 1994 Ap	20	25	23	2	1	3

A l'opposé, le rayon de constriction correspondant au deuxième seuil de percolation Sp2, lorsqu'il existe, est plus élevé pour les mottes des sous-unités limoneuses que pour les mottes de sols les plus argileuses (tab. V. 13.).

Ce deuxième seuil de percolation est caractérisé par la pression (ou le rayon de constriction correspondant) qu'il faut exercer pour que le mercure puisse rentrer dans la microstructure inter-grains.

Or, nous avons précédemment observé que les pores dont les diamètres sont supérieurs à 30 μm étaient plus fréquents dans les horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3, alors que se sont les pores de 2 à 10 μm qui sont le plus représentés dans les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse (tab. V. 8.).

Il existe donc une relation positive entre le rayon de constriction au seuil de percolation Sp2 (tab. V. 13.) et le rayon moyen obtenue par l'analyse d'image de micrographies MEB de lames minces de sols (tab. V. 8.) . Mais en valeur absolue, la taille des pores déterminée par porosimétrie mercure est souvent près de dix fois plus faible que celle déterminée par analyse d'image (d'Acqui *et al.* 1994, Attou 1996, chapitre VI).

Ces seuils de percolation subissent des modifications au cours des saisons de culture, le seuil Sp_1 augmentant pour toutes les sous-unités en 1993 et diminuant en 1994 dans la sous-unité de mi-pente O.2.

En 1993, l'augmentation des seuils de percolation Sp_1 va de pair avec une augmentation de la porosité mercure totale, une augmentation de la porosité percolante déterminée par analyse d'image (porosité très accessible) ainsi que par la redistribution de la porosité vers des pores de plus grandes taille (paragraphe V. 3. 4.).

De plus, cette évolution n'a pas lieu au même moment pour les trois sous-unités. En effet, le seuil de percolation Sp_1 augmente régulièrement pour O.1 entre avril et août, uniquement entre avril et juin pour O.3 et seulement à partir d'août pour O.2.

En 1994, les informations structurales sont plus limitées mais on observe la même corrélation entre le rayon de constriction au seuil de percolation Sp_1 et la porosité mercure totale.

Après avoir ainsi caractérisé les structures emboîtées des sols limoneux de Brie (voir aussi les caractérisations structurales complémentaires dont les résultats sont évoqués dans le cadre du chapitre VI), nous allons observer leur comportement lorsqu'on les immerge dans l'eau et qu'on les soumet à un tamisage standardisé.

V. 4. Evolution temporelle de la stabilité structurale

V. 4. 1. Introduction

La stabilité de la structure est une propriété importante des sols car elle intervient sur leur productivité (implantation et levée des semences) mais aussi sur l'érosion, le détachement et le transfert de colloïdes, par ruissellement de surface ou/et lessivage pédologique.

Les sols limoneux de grandes cultures sont connus pour être sensibles aux processus de désagréations et de formation de croûtes de battance. La détermination de la sensibilité de ces sols à la désagréation est donc une mesure importante afin de comprendre les différents processus mis en jeu et d'en limiter

les effets.

Le Bissonnais et Le Souder (1995) ont répertorié quatre mécanismes principaux d'instabilité structurale se produisant lors d'épisodes pluvieux naturels ou simulés au laboratoire : la désagrégation par éclatement, la désagrégation mécanique, le gonflement et la dispersion physico-chimique. Ces mécanismes agissent à différentes échelles (macro- et micro-agrégats) et sont sous le contrôle de nombreux paramètres physiques et physico-chimiques (Marshall & Holmes 1979, Murray & Quirk 1990, Le Bissonnais 1996).

Les sols argileux seraient moins sujets à l'éclatement du fait de leur porosité réduite et de leur forte cohésion inter-particulaire. Par contre, leur désagrégation à l'eau dépend surtout des processus de gonflement qui font baisser de façon spectaculaire leur cohésion inter-particulaire (Concaret 1967a, 1967b, Kemper *et al.* 1987, Bartoli *et al.* 1988, Amellal 1996).

A l'opposé, les sols limoneux à forte porosité lacunaire inter-grains se désagrègent essentiellement par éclatement dont l'intensité est (1) inversement fonction de la cohésion (résistance mécanique des agrégats secs à la traction) et (2) fonction de la pression capillaire, ou, ce qui est analogue, de la vitesse de pénétration de l'eau dans les agrégats (Quirk & Panabokke 1962, Concaret 1967, Kheyrabi & Monnier 1968, Stroosnijder & Koorevaar 1972, Hofman & De Leenheer 1975, Hénin 1976, Boiffin 1984, Le Bissonnais 1988, Bartoli *et al.* 1992a).

En ce qui concerne l'impact de la cohésion sur la stabilité structurale à l'eau, Dexter (1991) et Bartoli *et al.* (1992b) ont trouvé une relation positive entre la stabilité structurale à l'eau et la résistance mécanique à la traction, elles-mêmes corrélées de façon négative avec la porosité des agrégats étudiés.

La stabilité structurale à l'eau et la résistance à la traction d'agrégats de sols limoneux dépendent de leur teneur en argiles, ce qui est attribuable à une diminution de la porosité lacunaire par cimentation (colmatage des pores inter-grains par les argiles) (Guérif 1988, Bartoli *et al.* 1992c, 1992d).

De même, la stabilité structurale à l'eau et la résistance à la traction d'agrégats d'Oxisols riches en argiles rigides dépendent de leur teneur en matières organiques, ce qui est aussi attribuable à une diminution de la porosité par cimentation (colmatage des micropores des domaines argileux et aussi souvent des pores inter-grains par ces matières organiques) (Bartoli *et al.* 1992b). De plus, une relation positive entre la dimension fractale d'interface solides-pores (paramètre

d'hétérogénéité structurale) et la résistance à la traction d'agrégats d'Oxisols a été aussi observée (Bartoli *et al.* 1992c).

La vitesse de pénétration de l'eau dans les agrégats, ou la pression capillaire, est le deuxième paramètre de contrôle du processus d'éclatement à l'eau des agrégats limoneux (Concaret 1967, Stroosnijder and Koorevaar 1972). Celle-ci est elle-même fonction du volume d'air emprisonné au sein des agrégats et de la balance hydrophile/hydrophobe des surfaces (Concaret 1967a, 1967b, Hénin 1976).

C'est ainsi par exemple que Bartoli *et al.* (1992a) ont pu établir que la stabilité structurale d'agrégats d'un sol limoneux augmentait de façon spectaculaire lors d'ajouts de ferrihydrite ou d'associations ferrihydrite-macromolécules organiques du fait de l'action de cimentation de ces colloïdes (diminution de la porosité intra-agrégats). De même, Le Souder (1990) a montré que l'apport d'un conditionneur minéral à un sol limoneux augmentait la stabilité à l'eau des agrégats du fait d'une augmentation de la microporosité du sol, de rayons de 1,5 à 0,015 μm (porosité mesurée par rétention d'eau), ce qui aboutirait à ralentir la vitesse d'entrée de l'eau dans ces agrégats. Le Bissonais (1989) a également suggéré que l'hétérogénéité structurale d'un sol pouvait favoriser le piégeage de l'air au sein des agrégats et donc augmenter leur instabilité structurale par éclatement.

L'état hydrique des sols limoneux est donc l'un des paramètres clés de la stabilité de ces sols à l'eau. Plus les pores intra-agrégats sont remplis d'eau, plus la pression capillaire est faible et plus ces agrégats limoneux sont stables (Hofman & de Leenheer 1975, Boiffin 1984, Chaney & Swift 1986, Le Bissonais 1988a, 1988b, Grant & Dexter 1989, Rasiah *et al.* 1992, Bartoli *et al.* 1992a).

Une faible aptitude des surfaces à se mouiller diminue aussi la pression capillaire ou la vitesse de réhumectation, limitant ainsi les processus d'éclatement (Concaret 1967, Hénin 1976, Jouany *et al.* 1992).

Le caractère hydrophobe des matières organiques est souvent évoqué comme étant un paramètre important de stabilisation structurale (Combeau & Quantin 1964, Tisdall & Oades 1982, Utomo & Dexter 1982, Chaney & Swift 1984, 1986, Bartoli *et al.* 1988, 1992b, Caron *et al.* 1992, Dutartre *et al.* 1993).

De même, ce qui est moins connu, les argiles sont relativement hydrophobes par rapport au quartz : ceci explique pourquoi la vitesse de remontée capillaire et l'angle de contact sol-eau calculés diminuent avec la teneur en argiles, dans une gamme texturale (4 à 43 % d'argiles) de sols sableux à porosité relativement

constante (Kumar & Malik 1990). L'effet positif des argiles sur la résistance mécanique et la stabilité structurale à l'eau des sols limoneux est donc non seulement imputable à une diminution fréquente de la porosité intra-agrégats mais aussi à une modification de la balance hydrophobe/hydrophile des surfaces.

Enfin, certains travaux ont montré l'effet bénéfique des cycles humectation dessiccation sur la stabilité des sols (Mulla *et al.* 1992) et ce serait surtout au moment du séchage que les liens entre les particules se renforceraient et qu'il y aurait une augmentation de l'hydrophobicité des surfaces.

Singer *et al.* (1992) ont montré que l'amélioration de la résistance à la désagrégation par l'alternance de cycles humectation-dessiccation dépendait de la nature des argiles. D'autres auteurs (Tisdall & Oades 1982, Caron *et al.* 1992a) relient l'augmentation de cette stabilité au cours du temps à la présence de micro-organismes libérant des substances organiques. De façon paradoxale et plus nuancée, Utomo & Dexter (1982) ont montré qu'une succession de cycles d'humectation et de dessiccation diminuait la stabilité à l'eau des agrégats de sols non cultivés alors que dans le cas de sols cultivés soumis aux mêmes cycles humectation-dessiccation, la stabilité structurale commençait par augmenter puis diminuait.

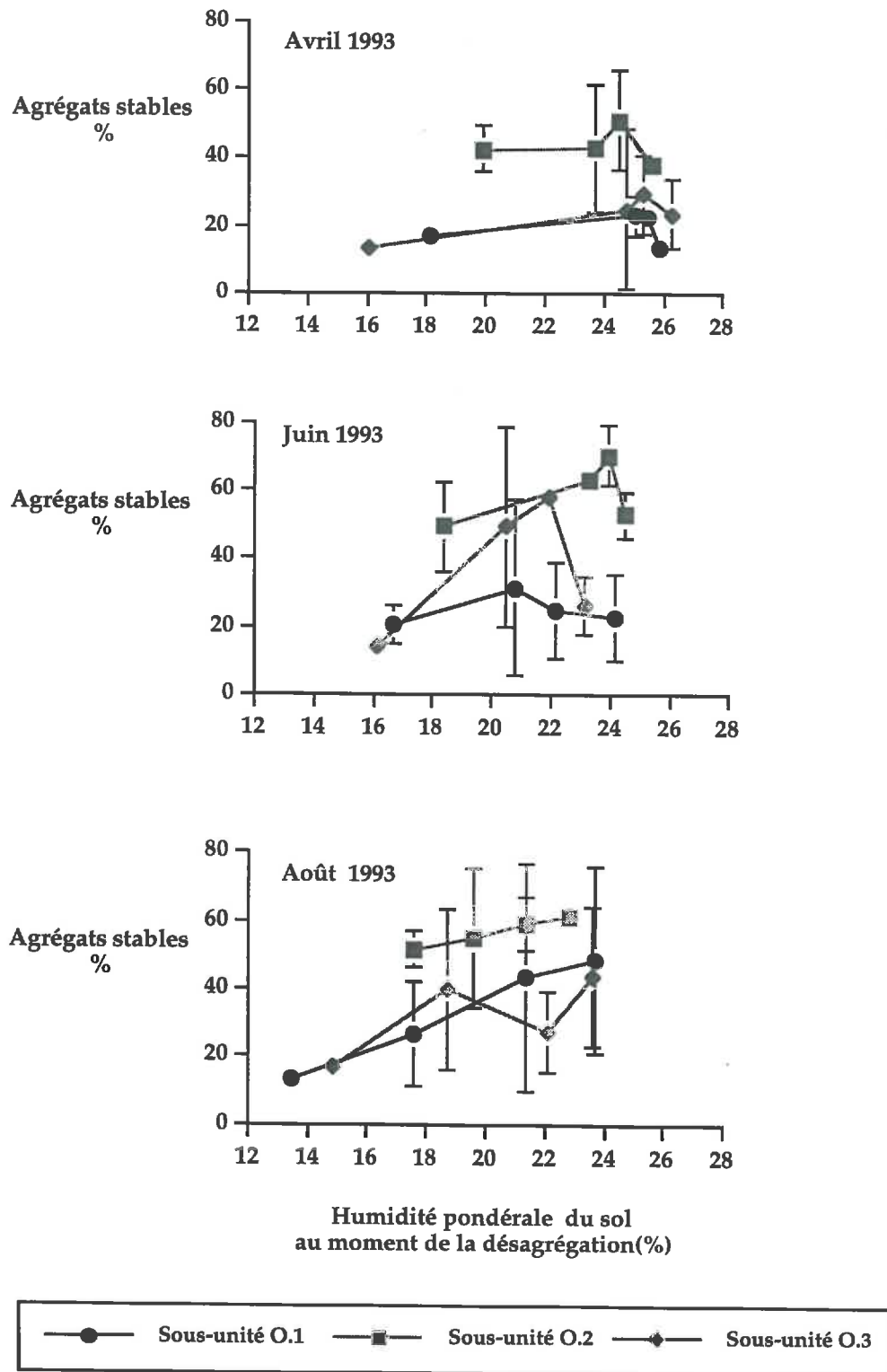
Dans le cadre de notre travail, nous avons aussi cherché à caractériser l'évolution temporelle, au cours d'une saison de culture (blé d'hiver), de la stabilité structurale des sols limoneux étudiés, en fonction des cycles d'humectation et de dessiccation, de leur teneur en argiles (effet sous-unité pédologique) et de leur teneur en eau initiale.

V. 4. 2. Caractéristiques et évolution temporelle de la stabilité structurale

Nous étudierons successivement l'impact du type de sous-unité pédologique (effet argiles), de la teneur en eau initiale, du mois de prélèvement et des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation sur la stabilité structurale des horizons de surface.

Tout d'abord, quelle que soit la période de prélèvement et la teneur en eau initiale, le taux d'agrégats stables à l'eau (très variable) dépend nettement de la **teneur en argiles du sol**. C'est ainsi qu'il est significativement plus élevé dans la

Figure V. 19. Evolution saisonnière de la stabilité structurale à l'eau (1 heure d'immersion et d'agitation) des mottes centimétriques des horizons de surface des trois sous-unités pédologiques, en fonction du mois de prélèvement et de la teneur initiale en eau (équilibres humidité - potentiel matriciel). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



sous-unité de mi-pente O.2., la plus argileuse, que dans les deux autres sous-unités colluvionnée O.1 et de plateau O.3, les plus limoneuses, qui ne diffèrent pas statistiquement l'une de l'autre (tab. V. 14., fig. V. 19.).

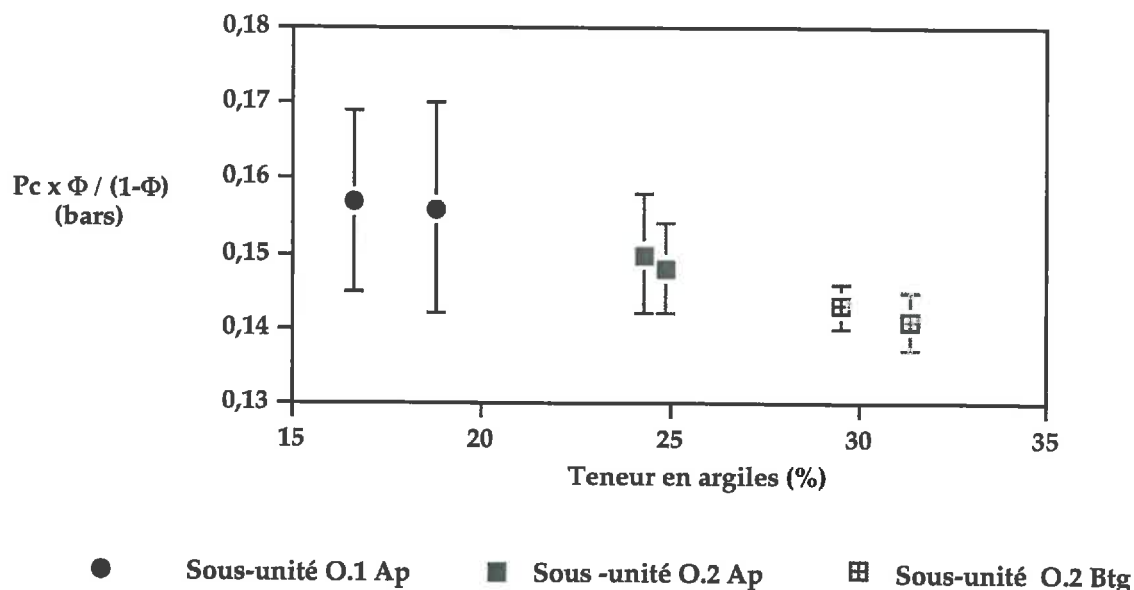
Tableau V. 14 . Pourcentages moyens d'agrégats stables à l'eau (toutes teneurs en eau au moment de l'expérience confondues). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

	Sous-unité O.1 p = 0,45	CV	Sous-unité O.2 p = 0,01	CV	Sous-unité O.3 p = 0,14	CV
Avril 1993 p = 0,0002	18,9 (5,3)	28 %	43,5 (11,6)	27 %	22,7 (13,5)	60 %
Juin 1993 p = 0,0006	24,6 (14,5)	59 %	58,5 (11,3)	19 %	36,7 (22,4)	61 %
Août 1993 p = 0,005	32,9 (24,3)	74 %	56,5 (10,4)	18 %	31,8 (18,2)	57 %
Total 1993 p = 0,0001	25,5 (17,2)	67 %	52,9 (12,7)	24 %	30,4 (18,8)	62 %

Au cours du paragraphe V. 3. 4., nous avons noté que les porosités inter-grains de stockage et de transfert lent de ces deux familles de sols sont pratiquement équivalentes. Par contre, les pores dont les diamètres sont supérieurs à 30 μm sont plus fréquents dans les horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3, la plus limoneuse, alors que se sont les pores de 2 à 10 μm qui sont le plus représentés dans les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse (tab. V. 8.). Ceci induirait donc une vitesse de pénétration de l'eau plus élevée dans le cas des sols les plus limoneux et donc un éclatement des agrégats plus intense lorsqu'on les immerge en les agitant dans de l'eau, ce que nous observons effectivement (tab. V. 14., fig. V. 19.).

Des mesures directes de pression capillaire, effectuées à l'aide d'azote venant stopper la remontée capillaire d'eau dans des colonnes d'agrégats millimétriques ont pu être réalisées à l'aide d'un prototype mis au point dans notre équipe par F. Bartoli et R. Philippy. Les résultats démontrent qu'à porosité équivalente, cette pression capillaire (pression due à l'azote moins la pression atmosphérique) et sa variabilité diminuent effectivement en fonction de la teneur en argiles (fig. V. 20.).

Figure V. 20. Pression capillaire à porosité constante ($P_c \times \Phi / (\Phi - 1)$), des agrégats des sols limoneux de Mélarchez (septembre 1991) en fonction de leur teneur en argiles. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse. Ap = horizon de surface et Btg = horizon illuvial.

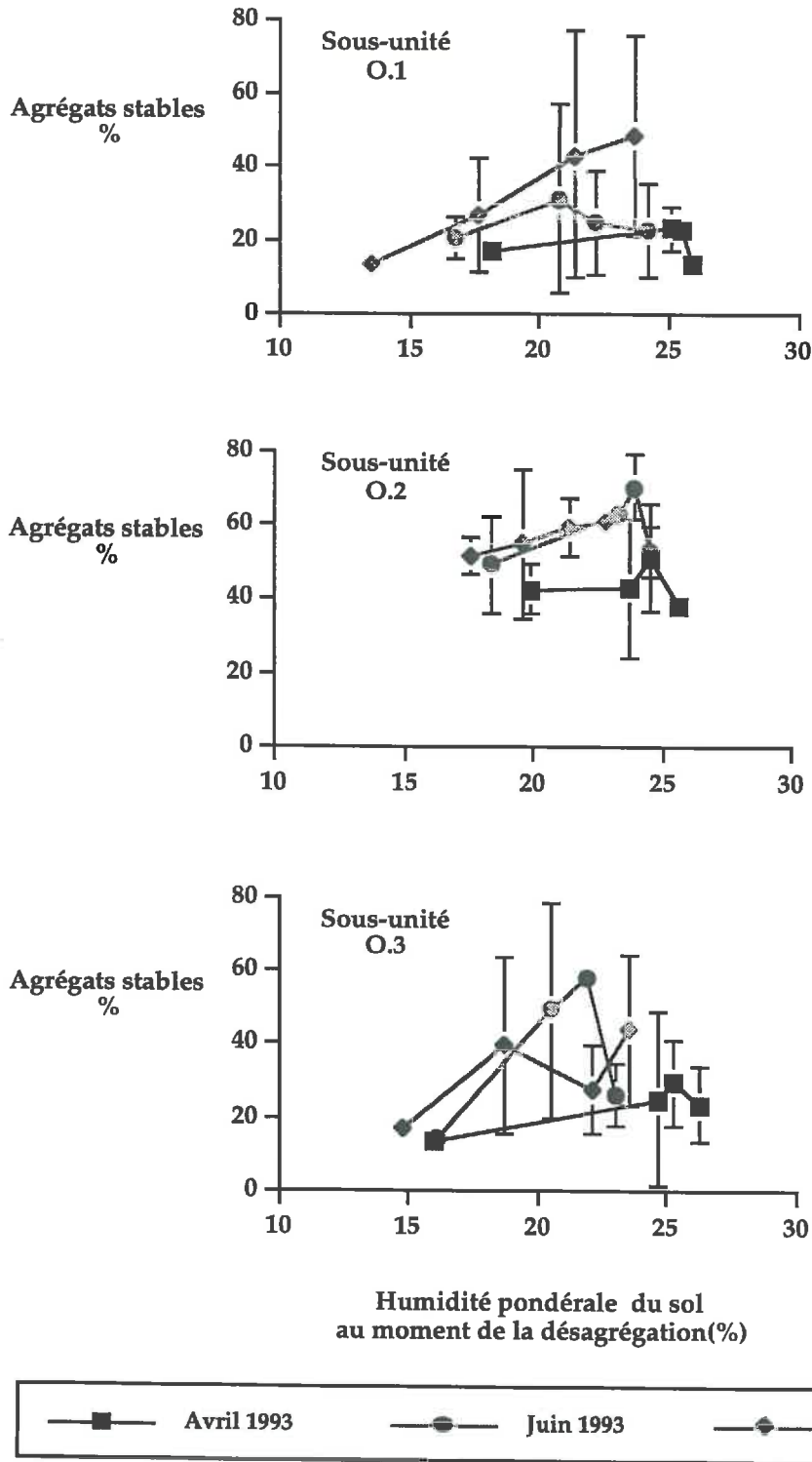


Il est intéressant de remarquer que cette pression capillaire "corrigée" (pression capillaire multipliée par le rapport porosité totale de la colonne de sol sur (1 - porosité totale de la colonne de sol)) est inversement proportionnelle aux plus grands rayons pouvant être remplis par l'eau à une saturation donnée (formalisme de Scheidegger 1974). On retrouve là nos observations d'analyse d'image et nos remarques sur la vitesse de pénétration de l'eau dans les agrégats.

De plus, d'après le formalisme de White (Dustan et White 1986), cette pression capillaire "corrigée" est aussi proportionnelle au produit de la surface spécifique des interfaces solides-pores revêtues d'eau par le cosinus de l'angle de contact entre ces interfaces et l'eau, impossible à mesurer directement dans de tels milieu poreux. A priori, cette surface spécifique devrait augmenter avec la teneur en argiles, comme le fait la surface spécifique à l'éthylène-glycol (liquide polaire assez proche de l'eau) ou l'azote (adsorption physique) (Petersen *et al.* 1996). L'angle de contact caractérisant la balance hydrophile/hydrophobe des interfaces solide-pore diminuerait donc nettement avec la teneur en argiles des sols limoneux étudiés, comme cela a été aussi été indirectement établi par Kumar & Malik (1990) dans le cas de sols sableux.

Pour aller plus loin dans l'interprétation de la diminution de la pression capillaire "corrigée" en fonction de la teneur en argiles il serait nécessaire, comme

Figure V. 21. Evolution saisonnière de la stabilité structurale à l'eau (1 heure d'immersion et d'agitation) des mottes centimétriques de sols, en fonction du type de sous-unité pédologique et de la teneur initiale en eau (équilibres humidité - potentiel matriciel). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

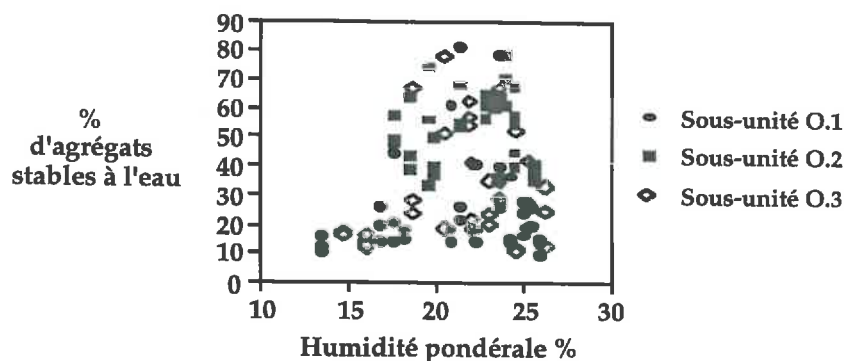


cela est fait dans notre équipe (F. Bartoli et R. Philippy) d'utiliser des liquides polaires et non-polaires afin de calculer les énergies de surface (parties polaires et non-polaires ou dispersives) des sols étudiés.

Après la teneur en argiles, la **teneur en eau initiale** (avant immersion) est un autre paramètre important de régulation de la stabilité structurale des sols limoneux (voir l'introduction V. 4. 1. de ce chapitre). Quelle que soit la sous-unité pédologique, la stabilité structurale des sols augmente effectivement avec la teneur en eau (fig. V. 21.). Pour toutes les sous-unités pédologiques, cette augmentation est modérée en avril qui correspond à une période humide (fig. V. 7.). A l'opposé, l'augmentation de la stabilité structurale des sols en fonction de la teneur initiale en eau (fig. V. 21.) est relativement marquée en juin (hormis pour la sous-unité O.1 de bas de pente), à la fin de la grande période de séchage *in situ* des horizons de surface ainsi qu'en août, à la fin des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation (fig.V. 7.).

Au niveau statistique, l'humidité pondérale de l'échantillon au moment de la désagrégation n'est pas corrélée avec le taux d'agrégats stables à l'eau pour l'ensemble des données (tous mois et tous sols confondus). Cependant, si l'on corrèle le taux d'agrégats stables à l'eau en fonction de l'humidité pondérale obtenue pour une date de prélèvement donnée, il existe une corrélation positive qui augmente entre avril et août (avril : $r = 0,2$; juin : $r = 0,4$ et août $r = 0,5$; $n = 36$) (fig. V. 22.). L'effet de la teneur en eau initiale sur la stabilité structurale (bien que secondaire par rapport à la teneur en argiles), est donc de plus en plus marqué au fur et à mesure que les horizons de surface subissent les cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation reportés sur la figure V. 7. .

Figure V. 22. Relation entre l'humidité pondérale initiale et le taux d'agrégats stables à l'eau tous sols et tous mois confondus. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Nous pouvons aussi noter que l'augmentation de la stabilité structurale des sols en fonction de leur teneur initiale en eau est généralement plus accentuée dans le cas des mottes centimétriques les plus limoneuses, les plus sensibles à l'éclatement, que dans celui des mottes les plus argileuses de la sous-unité pédologique de mi-pente O.2 (fig. V. 21.).

Enfin, nous constatons une augmentation de la stabilité des agrégats au cours de la saison de culture, en fonction des cycles d'humectation et de dessiccation et plus particulièrement entre avril et juin (tab. V. 14., figs.V. 19. et V. 21.).

Cette augmentation est significative dans la sous-unité de mi-pente O.2 ($H = 8,5$; $p = 0,01$). Par contre, les coefficients de variation du taux d'agrégats stables à l'eau sont élevés pour les sous-unités colluvionnée O.1 et de plateau O.3. et il ne nous permettent pas de mettre en évidence statistiquement cette augmentation dans ces sous-unités (tab. V. 14.). Cependant, nous mesurons en moyenne 74% et 40% d'agrégats stables en plus, dans la sous-unité colluvionnée O.1 et dans la sous-unité de plateau O.3 entre avril et août (toutes humidités confondues) (tab. V. 14., fig. V. 21.).

De même, on peut aussi remarquer qu'à faibles humidités initiales (correspondant à des valeurs de potentiel matriciel de 1,6 bars), la stabilité structurale des mottes les plus limoneuses est quasiment constante au cours du temps. Cela n'est pas le cas des mottes plus argileuses de la sous-unité O.2 de mi-pente, dont la stabilité augmente nettement d'avril à juin, qui correspond à une longue période de séchage du sol (voir figs. V. 7. et V.21.).

Ceci serait attribuable au processus de fissuration des sols les plus argileux que nous avons précédemment décrit au cours de la caractérisation des pores de transfert rapide (paragraphe V. 3. 3.). La présence de telles fissures ralentirait l'éclatement des agrégats millimétriques : il y aurait un premier processus de désagrégation à l'eau le long de ces zones de faiblesse que sont les microfissures, avant que le processus d'éclatement des agrégats millimétriques ne puisse se dérouler.

Aux fortes humidités initiales, la stabilité structurale des mottes les plus limoneuses augmente nettement au cours du temps (fig. V. 21.), ce qui explique le fait que leur variabilité soit beaucoup plus élevée que celle des mottes de la sous-unité pédologique O.2, la plus argileuse (figs. V. 21. et V. 22.). Cette opposition entre les deux familles de sols ne serait plus due au développement plus ou moins prononcé de

réseaux de fissures mais uniquement aux différences de pression capillaire que nous avons précédemment mis en évidence.

L'augmentation de la stabilité des agrégats au cours des cycles humectation-dessiccation est couramment expliquée par une plus forte cohésion entre particules et une diminution de la porosité ou de la taille des pores.

Nos caractérisations structurales n'ont pas permis de mettre en évidence une diminution de la porosité totale mais une augmentation de la macroporosité dans la sous-unité la plus limoneuse O.3. Nous avons aussi observé une redistribution des pores des plus petits vers des pores de taille plus élevée, sans modification de la microporosité totale et une augmentation de la connectivité pour toutes les sous-unités. On pourrait logiquement s'attendre à une diminution de la stabilité structurale du fait de ces facteurs favorisant l'éclatement partiel (ou total) des agrégats : cependant, c'est une augmentation de la stabilité structurale au cours du temps que nous observons.

L'effet des exsudats racinaires ne peut pas être considéré car nous avons prélevé ces horizons de surface en dehors de la rhizosphère. Par contre, l'augmentation de la cohésion entre particules ainsi qu'une diminution de l'aptitude du sol à se mouiller au cours des périodes de dessiccation pourrait expliquer l'augmentation de la stabilité des agrégats à l'eau.

En résumé, l'interprétation de l'évolution temporelle de la stabilité structurale des horizons de surface est complexe car plusieurs paramètres structuraux (géométrie des macro- et des micropores et des interfaces solides-pores) et physico-chimiques (aptitude du sol à se mouiller) interviennent.

C'est ainsi que l'éclatement des mottes de sols à l'eau dépend pour partie de leur capacité à retenir l'eau, ce que nous allons étudier de façon détaillée au cours du paragraphe suivant.

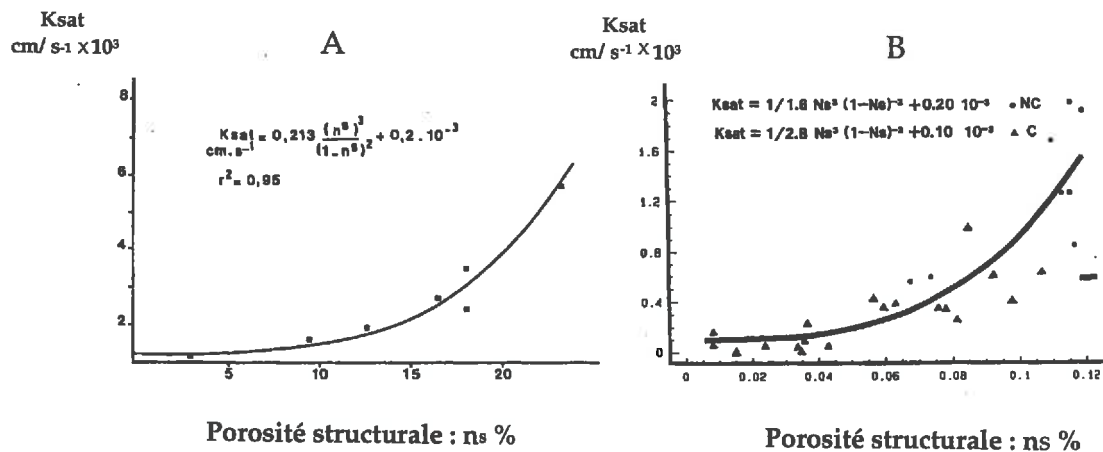
V. 5. Evolution temporelle des propriétés hydriques

V. 5. 1. Introduction

La manière et la vitesse dont l'eau s'infiltré dans les sols (conductivité hydraulique) ainsi que son mode de stockage (rétention d'eau) jouent un rôle majeur pour la compréhension des problèmes environnementaux (pollutions, crues) et de gestion agricole (drainage, irrigation). Les modèles macroscopiques qui décrivent l'infiltration de l'eau dans les sols utilisent couramment les valeurs de conductivité hydraulique à saturation associées aux données obtenues à l'aide des courbes de rétention d'eau (Tamari 1992).

La conductivité d'un sol en régime saturé s'effectue principalement par des chemins préférentiels (macropores), d'origine biologique (Fiès 1982) ou physique (Humbel 1975, Coulon 1988, Mbagwu 1995) (fig. V. 22., d'après Fiès 1982 et Coulon 1988). Elle pourrait être estimée ou expliquée en décrivant la géométrie de ces macropores (Keague *et al.* 1982, Bouma 1982, Bouma & Kooistra 1987, Hatano *et al.* 1992). Cependant, pour des sols ayant des structures et des genèses différentes, les valeurs de conductivité hydraulique peuvent être similaires (Baker & Bouma 1976).

Figure V. 23 Relation entre la conductivité hydraulique à saturation et la porosité structurale d'origine biologique (A) (d'après Fiès 1982) ou la porosité structurale de matériaux sableux (B) (d'après Coulon 1988). C = compacté ; NC = non compacté.



L'intensité de l'infiltration dépend du type de végétation et des pratiques culturales (Horton *et al.* 1989). C'est ainsi que pour Logsdon *et al.* (1990) les différences de conductivité mesurées entre un sol sous prairie et un sol homologue cultivé seraient expliquées par la détérioration de la connectivité entre les pores pendant les labours.

Une nette (et parfois spectaculaire) diminution de la conductivité hydraulique à saturation a été fréquemment observée lors de la formation de croûtes de surface sous l'influence des pluies violentes ou/et des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation. Ce phénomène a été bien documenté au niveau des couvertures pédologiques limoneuses tempérées et sableuses tropicales (voir par exemple Hoogmoed & Stroosnijder 1984, Abu-Sharar *et al.* 1986, Mapa *et al.* 1986, Casenave & Valentin 1989, Chiang *et al.* 1993, Messing & Jarvis 1993, Scott *et al.* 1994). Cependant, l'activité biologique de la mésofaune (Valentin *et al.* 1990) et les actions anthropiques peuvent inverser cette tendance.

La texture et la surface spécifique interviennent sur la forme des **courbes de rétention d'eau** aux fortes pressions et c'est aux faibles pressions que la structure prendrait le relais (Papendick & Campbell 1980, Kooistra *et al.* 1985, Robain & Curmi 1986, Kern 1995, Bruand *et al.* 1996, Petersen *et al.* 1996).

C'est ainsi que Papy (1986) a montré que l'état structural des mottes pouvait influencer la capacité de rétention en eau entre les pF 1 et 4 (fig. V. 24., d'après Papy 1986).

Comme les autres propriétés hydriques, ces courbes de rétention d'eau subissent des modifications au cours de l'année et des saisons de culture. Tessier (1984) a ainsi pu mettre en évidence une diminution irréversible de la capacité de stockage en eau de minéraux argileux soumis à une dessiccation (fig. V. 25a, d'après Tessier 1984). Cette évolution dépend des propriétés de rétraction et de gonflement de ces argiles régulant un réarrangement plus ou moins marqué de la microstructure des domaines argileux, plus ou moins compacte après dessiccation.

De même, Mapa *et al.* (1986) expliquent la diminution au cours des cycles d'humectation et de dessiccation *in situ* des volumes d'eau stockés aux faibles pressions dans un sol ferralitique, par une diminution de la macroporosité du sol (fig. V. 25a, d'après Tessier 1984 et fig. V. 25b, d'après Mapa *et al.* 1986).

Figure V. 24 . Relation pF-humidités pondérales (W %) pour les unités morphologiques Γ et Δ (d'après Papy 1986). L'unité morphologique Δ correspond à des mottes ayant des faces de fragmentation non rugueuses, une forme conchoïdale, des arêtes vives et une forte compacité. L'unité morphologique Γ correspond à des mottes ayant des faces de fragmentation rugueuses, des arêtes émoussées et une porosité plus élevée que les mottes Γ .

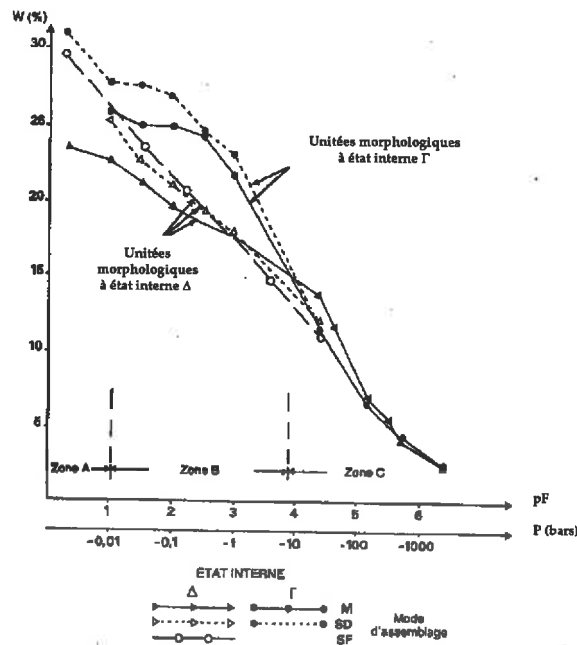
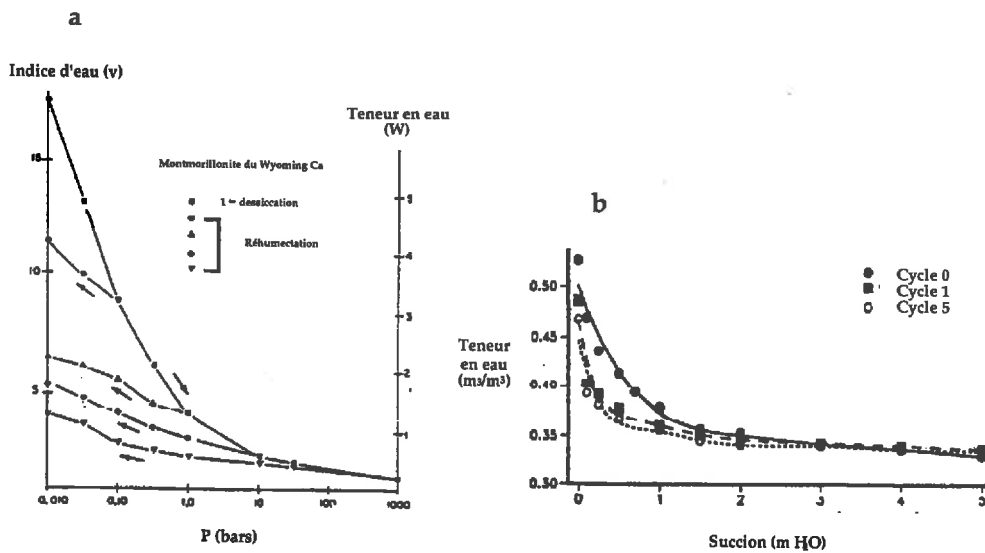


Figure V. 25. Evolution de la teneur en eau volumique au cours de la dessiccation et de la réhumectation de smectites Ca (a) (d'après Tessier 1984) ou sous l'action des cycles humectation-dessiccation pour un sol argileux tropical riche en kaolinite (b) (d'après Mapa et al. 1986).



Les études d'impact de ces processus de séchage et d'humectation sur les capacités de rétention d'eau des sols ont été souvent conduites en laboratoire. En revanche, peu ont été réalisées sur le terrain comme nous l'avons fait au cours de notre travail, avec des échantillonnages saisonniers de sols en fonction de cycles d'humectation et de dessiccation suivis *in situ*.

Dans le cadre de ce chapitre, nous allons donc étudier l'évolution temporelle des propriétés hydriques des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Mélarchez lorsqu'ils sont soumis *in situ* aux cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation que nous avons décrit précédemment (fig. V. 7.).

V. 5. 2. Evolution temporelle de la conductivité hydraulique du sol mesurée à saturation.

V. 5. 2. 1. Conductivité hydraulique à saturation et type de sous-unité pédologique

Les distributions de mesures de conductivité hydraulique à saturation sont toujours caractérisées par une variabilité élevée (CV de 41 à 165 %, souvent supérieurs à 100 %) (tab.V. 15.), ce que nous avons déjà observé lors de l'analyse spatiale statistique et géostatistique (chapitre IV).

Cette variabilité ne nous a donc pas autorisé à faire des statistiques sur le nombre réduit d'échantillons que nous avons caractérisé dans le cadre de cette étude saisonnière. Cependant, des tendances globales peuvent être dégagées à partir des résultats obtenus.

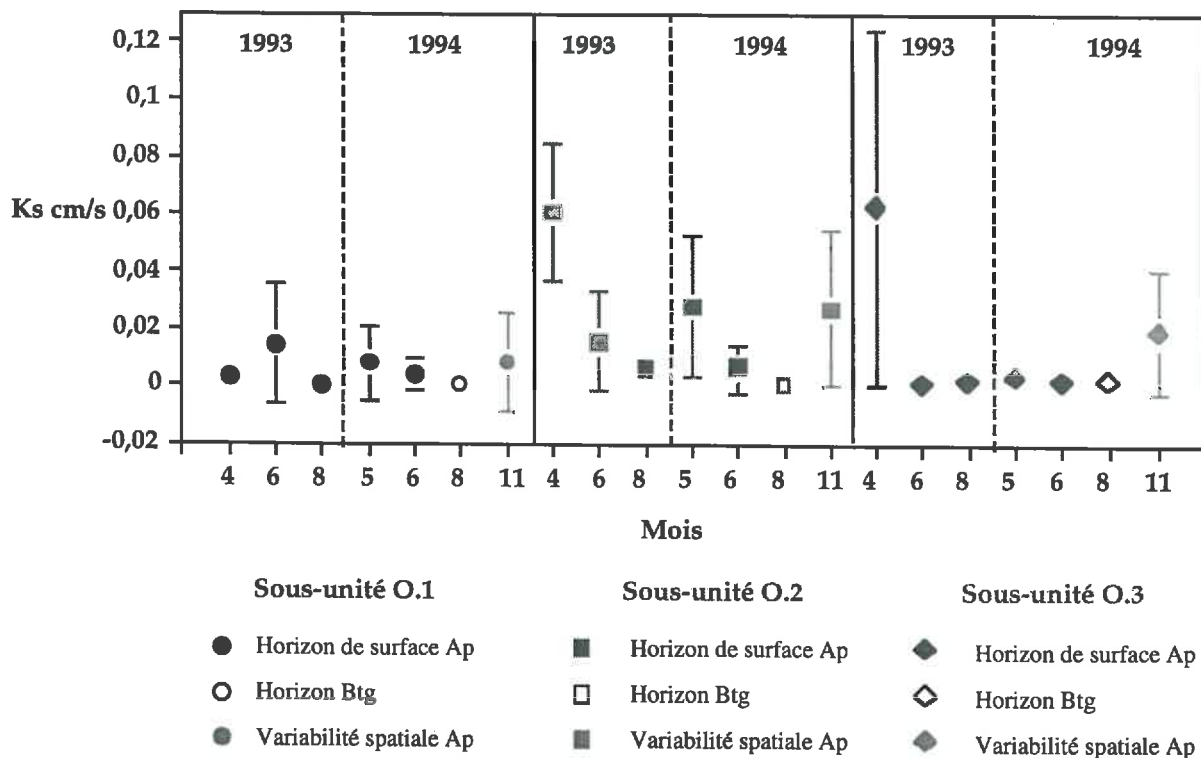
C'est ainsi que nous observons que les valeurs des conductivités hydrauliques à saturation ont tendance à être plus élevées dans les horizons de surface O.2, les plus argileux, que dans ceux des sous-unités O.1 et O.3, les plus limoneuses (tab. V. 15.).

Cette opposition est tout à fait logique au vu de nos précédents résultats portant sur la caractérisation de la porosité de transfert rapide (paragraphe IV. 3. 1.). Nous avons en effet montré que la porosité et la taille des pores de transfert rapide sont plus élevées dans ces sols plus argileux que dans ceux des deux sous-unités de bas de pente et de plateau, plus limoneuses (paragraphe IV. 3. 1.).

Tableau V. 15. Evolution temporelle des moyennes des conductivités hydrauliques à saturation au cours des saisons de culture 1993 et 1994 pour les horizons de surface Ap et en août 1994 pour leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Ks (cm/seconde)	Sous-unité O.1	CV	Sous-unité O.2	CV	Sous-unité O.3	CV
Avril 1993 Ap	0,003 (0,002)	55 %	0,06 (0,024)	41 %	0,064 (0,075)	117 %
Juin 1993 Ap	0,014 (0,02)	146 %	0,016 (0,017)	111 %	0,0005	-
Août 1993 Ap	0,0003 (0,0002)	136 %	0,0095 (0,01)	114 %	0,0014 (0,0018)	131 %
Mai 1994 Ap	0,008 (0,01)	165 %	0,03 (0,025)	88 %	0,0028 (0,0024)	84 %
Juin 1994 Ap	0,0042 (0,005)	158 %	0,0073 (0,008)	115 %	0,0009 (0,0012)	130 %
Août 1994 Btg	0,00017 (0,00013)	79 %	0,0006 (0,0009)	154 %	0,002 (0,003)	172 %

Figure V. 26. Evolution temporelle des moyennes des conductivités hydrauliques à saturation au cours des saisons de culture 1993 et 1994 pour les horizons de surface Ap et en août 1994 pour leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et la plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



De même, le fait que les valeurs de conductivité hydraulique à saturation des horizons Btg soient généralement plus faibles que celles des horizons de surface Ap sus-jacents (tab. V. 15.) est à relier au fait que ces horizons illuviaux sont plus compacts que leurs horizons de surface (colmatage des pores par les argiles transférées de haut en bas par lessivage pédologique, paragraphe IV. 3. 1.).

V. 5. 2. 2. Evolution saisonnière de la conductivité hydraulique des horizons de surface

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation tendent à diminuer au cours d'une saison de culture, ce phénomène ayant été constaté en 1993 et en 1994 (tab. V. 15. et fig. V. 26.). Cette diminution est plus marquée pour la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse, que pour les deux autres sous-unités plus limoneuses, à l'exception de la sous-unité de plateau O.3 en 1993 (tab. V. 15. et fig. V. 26.).

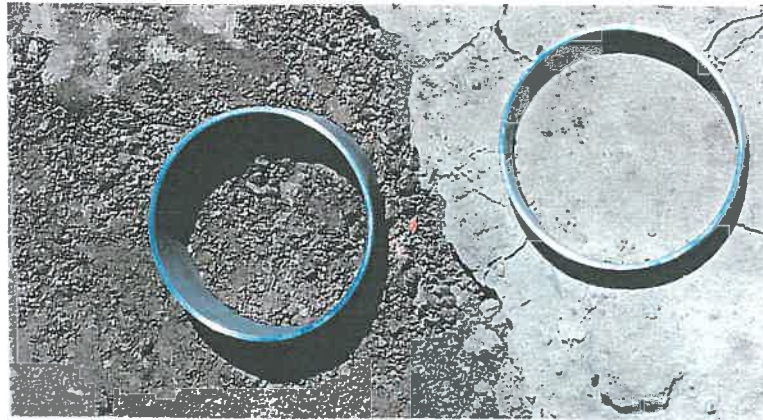
Or, lors de notre étude sur la structure de ces sols (paragraphe IV. 3.), nous n'avons pas observé de réduction de la porosité totale au cours du temps.

Entre avril et juin 1993, au centre de l'échantillon, la porosité de transfert rapide augmente même pour les horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3 ou, en tout cas, reste stable avec une légère diminution de la taille des pores les plus gros (> 4 mm) dans le cas de la sous-unité de mi-pente O.2 (paragraphe V. 3. 3.).

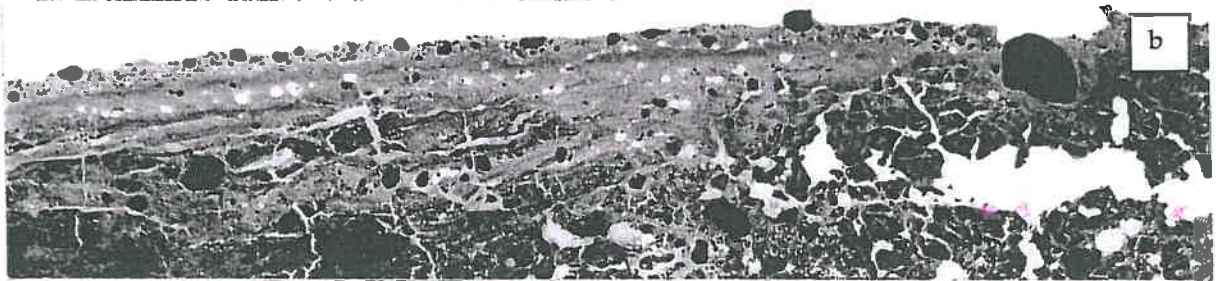
Par contre, les sols limoneux sur lesquels nous travaillons sont connus pour être sensibles à la battance, c'est à dire à la formation de croûte de surface qui réduisent de façon spectaculaire l'infiltration (Hoogmoed & Stroosnijder 1984, Boiffin & Monnier 1986, Casenave & Valentin 1989, Valentin 1991, Valentin & Bresson 1992).

Seul le développement au cours du temps de ces croûtes de surface peut donc expliquer les diminutions de conductivité hydraulique à saturation observées (tab. V. 15. et fig. V. 26.). Les observations suivantes vont conforter et préciser cette interprétation.

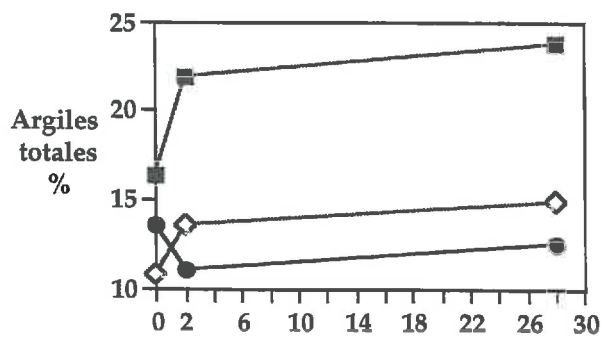
Figure V. 27. Caractéristiques morphologiques et granulométriques des croûtes de surface : (a) photographie de la surface du sol (sous-unité colluvionnée, mai 1994) ; (b) photogramme de bloc de sol montrant une croûte de surface de dépôt, avec son granoclasement (sous-unité colluvionnée, mai 1995) ; évolution, en fonction de la profondeur, (c) de la teneur en fractions argileuses et (d) de leur composition en smectites < 0,1 μm (juin 1993). O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et la plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



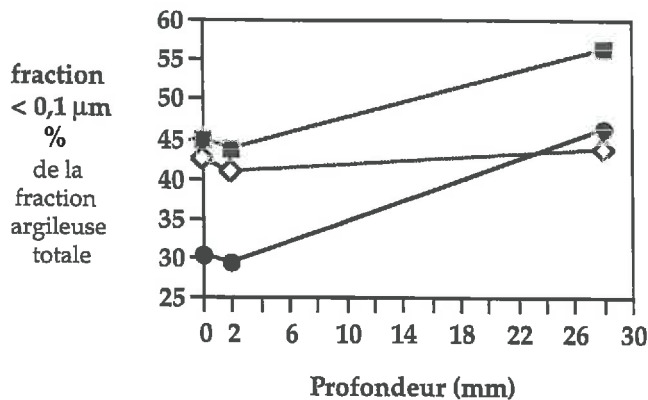
a



b



c



d

● Sous-unité O.1 ■ Sous-unité O.2 ◇ Sous-unité O.3

V. 5. 2. 3. Caractéristiques et dynamique des croûtes de surface

Nous avons systématiquement observé (de façon qualitative) l'évolution temporelle, du printemps à l'été, de ces croûtes de surface à l'aide d'observations *in situ* (fig. V. 27), de photographies d'états de surface (fig. V. 27.a), de photogrammes de blocs horizontaux de sols (fig. V. 27b) et de coupes ultra-fines de ces croûtes (fig. V. 27b).

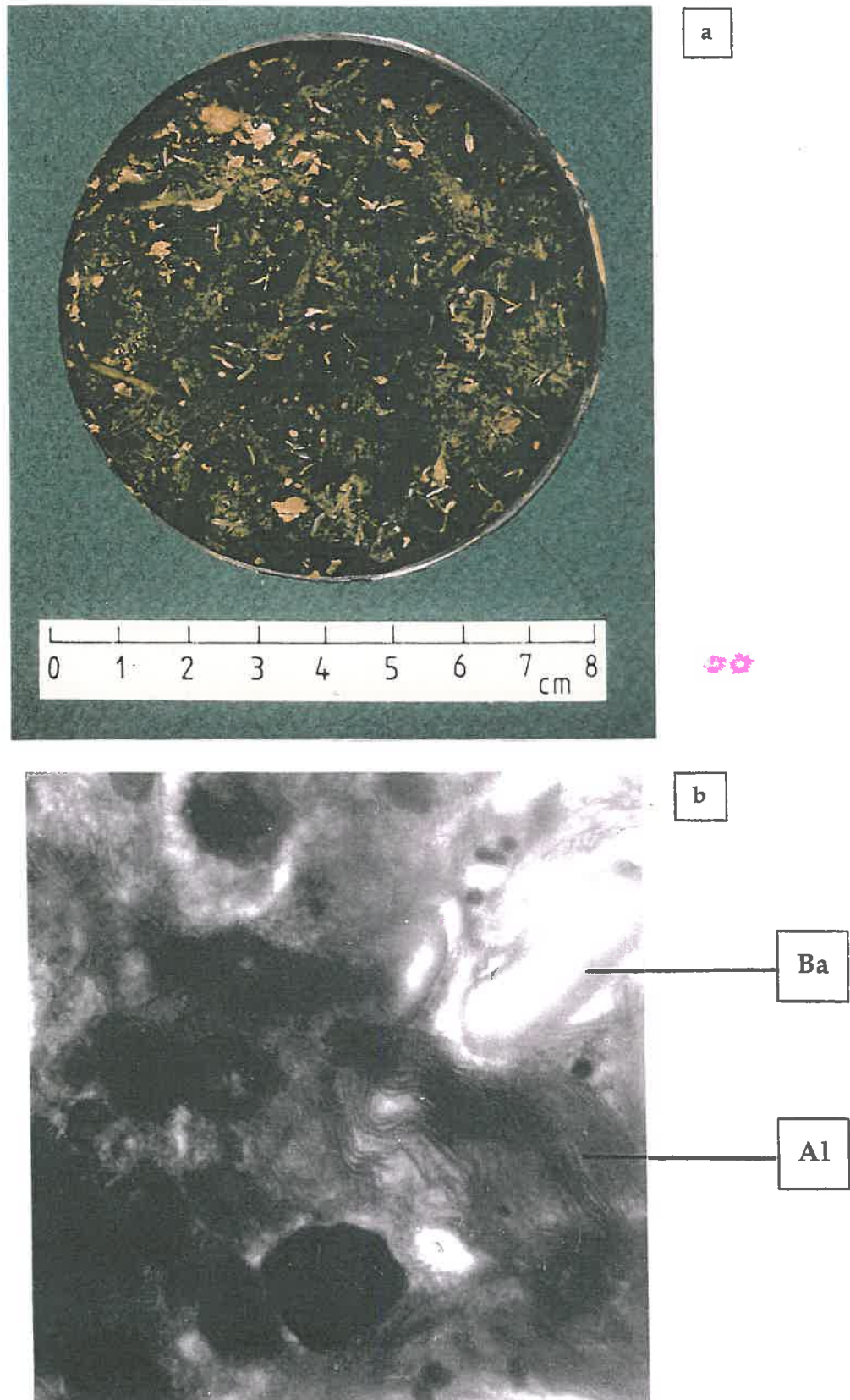
Nous avons tout d'abord noté que les croûtes de surface étaient nettement plus développées au sein des deux sous-unités de bas de pente et de plateau, les plus limoneuses, que dans la sous-unité pédologique de mi-versant, la plus pentue et la plus argileuse.

Nous avons aussi vu que ces croûtes de surface étaient plutôt de type structural (Valentin & Bresson 1992), c'est à dire sans nette redistribution d'argiles mais avec une couche de surface, de 3 à 8 mm d'épaisseur, bien individualisée et souvent plus hétérogène que les couches de sol sous-jacentes (fig. V. 8.). Néanmoins, une orientation sub-horizontale des microstructures de ces croûtes, notamment des microfissures de sub-surface revêtues d'argiles est mise en évidence en juin et en août 1993, dans le cas des sous-unités les plus limoneuses (fig. V. 8.). Ceci expliquerait pour partie la diminution de conductivité hydraulique à saturation observée entre avril et juin 1993 (fig. V. 25.).

Des croûtes de surface de dépôt (Valentin & Bresson 1992) ont été souvent observées dans les sous-unités pédologiques les plus limoneuses, à partir du mois de mai (figs. V. 27b et V. 27a). Le fait essentiel est que ces croûtes de dépôt, clairement observées sur les photogrammes de blocs de sols (fig. V. 27b), sont nettement plus fréquentes en 1994 qu'en 1993 : ceci pourrait être attribuable au fait que le pois (culture de 1994) recouvre moins bien le sol que le blé (culture de 1993).

Ces croûtes de dépôt ont été formées par sédimentation après une phase d'éclatement des agrégats, ce qui explique pourquoi elles sont constituées de lits millimétriques granoclassés (Casenave & Valentin 1989, Bresson & Boiffin 1990, Valentin & Bresson 1992). Ceux-ci possèdent des grains de sables en surface, incrustés sur une couche millimétrique de limons qui repose elle-même sur un lit millimétrique plus sombre d'argiles (fig. V. 27b). Lors du développement de ces croûtes, ces granoclassements peuvent se répéter en fonction de la profondeur ; ils s'observent de façon plus précise (à l'échelle des grains) sur les micrographies MEB de lames minces de sols.

Figure V. 28. Recouvrement d'algues à la surface des sols limoneux du bassin versant de Mèlarchez. (a) cylindre de sol prélevé dans la sous-unité de mi-pente O.2 en juin 1993 ; (b) membranes de thylakoïdes alguales (chloroplastes) sur une micrographie MET de coupe ultrafine de cette croûte. (Al = algues ; Ba = bactérie).



Alors que les argiles sont distribuées dans les agrégats de manière hétérogène (revêtements et ponts argileux des grains de quartz observés sur les micrographies MEB de lames minces de sols), il existe une redistribution préférentielle de ces argiles en lit(s) millimétrique(s) au sein des croûtes de battance. En rendant les surfaces de ces sols (deux premiers millimètres) relativement imperméables, ce phénomène expliquerait donc la diminution saisonnière de la conductivité hydraulique à saturation précédemment observée, notamment en 1994 (fig. V. 25.).

Des analyses granulométriques de ces croûtes millimétriques et des couches immédiatement sous-jacentes ont été également effectuées en juin 1993 et en juin 1994. Elles permettent de démontrer que ces croûtes de surface, structurales ou de dépôt, sont plus riches en sables et en limons grossiers et, corrélativement, plus pauvres en argiles que les couches de sol sous-jacentes (fig. V. 27c).

De façon complémentaire, un ultra-fractionnement des fractions argileuses a permis d'établir que ces croûtes de surface sont plus pauvres en smectites inférieures à 0,1 microns que les fractions argileuses des couches de sol sous-jacentes (fig. V. 27d). Il y a donc appauvrissement en argiles et, de façon sélective, en argiles les plus fines $< 0,1 \mu\text{m}$.

De plus, nous observons fréquemment qu'à partir du mois de mai, un tapis relativement continu d'algues vertes (fig. V. 28a) forme un revêtement sur ces immenses étendues lisses que sont les croûtes de surface.

Les micrographies MET des coupes ultra-fines de croûtes (fig. V. 28b) confirment et précisent ces observations. Les algues filamenteuses prolifèrent sur plusieurs dizaines de microns d'épaisseur ; des micro-agrégats argileux et des colonies bactériennes sont intimement liés à ces microstructures filamenteuses biologiques.

Ces algues pourraient donc être à l'origine d'une imperméabilisation des croûtes de surface, par augmentation de la balance hydrophobie/hydrophilie des surfaces, comme cela avait précédemment été suggéré dans le cas des sols sableux d'Afrique de l'Ouest (Rietveld 1978). Ce développement d'algues en surface expliquerait donc aussi la diminution saisonnière de la conductivité hydraulique à saturation précédemment soulignée (fig. V. 25.), notamment en ce qui concerne les horizons de surface les plus argileux, de mi-versant, sur lesquels ces revêtements paraissent les plus abondants.

Enfin, une augmentation de la conductivité hydraulique à saturation est mise en évidence entre juin et novembre 1994 (fig. V. 25.), ce dernier prélèvement correspondant à celui effectué pour l'étude de la variabilité spatiale de ce paramètre de transfert (chapitre IV).

Cette augmentation de la conductivité hydraulique à saturation entre juin et novembre 1994 peut être expliquée par la reprise du travail des sols par les agriculteurs (labour, hersage, roulage).

Nous allons à présent étudier l'évolution temporelle de la deuxième propriété hydrique que nous avons caractérisé : la capacité du sol à retenir l'eau lorsqu'on le sèche (courbes de rétention d'eau en fonction du potentiel matriciel).

V. 5. 3. Evolution temporelle de la capacité de rétention en eau du sol

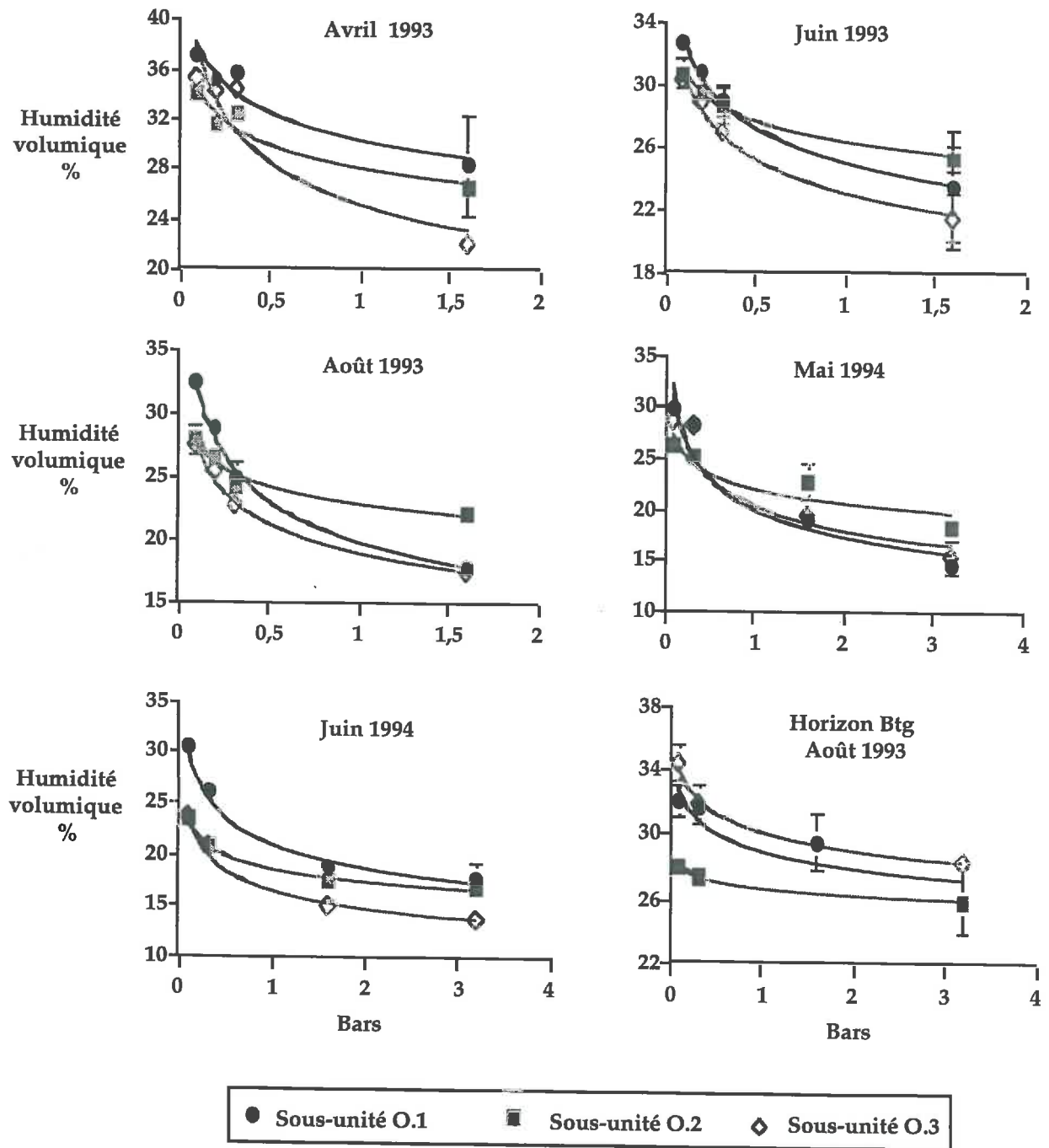
V. 5. 3. 1. Capacité de rétention en eau du sol et type de sous-unité pédologique

Aux fortes pressions (1,6 bars), les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2 et l'ensemble des horizons illuviaux ont généralement les plus fortes capacités de stockage d'eau, tandis que les horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3 sont caractérisés par les valeurs d'humidité volumique les moins élevées (figs. V. 28. et V. 30. ; tab. V. 16.). Aux faibles pressions (0,1 et 0,32 bars), ce sont les horizons de surface de la sous-unité de bas de pente O.1 qui retiennent la plus grande quantité d'eau (fig.V. 28.).

Tableau V. 16. Evolution temporelle de la capacité de stockage en eau à forte pression (1,6 bars) au cours des années 1993 et 1994. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

1993	Avril Ap 1993	Juin Ap 1993	Août Ap 1993	Mai Ap 1994	Juin Ap 1994
Sous-unité O.1	28,3 (4)	23,4 (3,8)	17,8 (0,5)	19,1 (0,6)	18,7 (0,7)
Sous-unité O.2	26,6 (0,8)	25,4 (0,9)	22,1 (0,3)	22,8 (1,8)	17,4 (0,6)
Sous-unité O.3	22,1 (1,1)	21,6 (1,5)	17,5 (0,6)	19,5 (0,5)	15 (0,6)

Figure V. 29. Evolution temporelle, au cours d'une saison de culture, des courbes de rétention d'eau des horizons de surface Ap et de leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents (1993 et 1994) O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Les coefficients de variation des valeurs d'humidités volumiques mesurées à chaque pression sont généralement faibles (inférieurs à 10 %) (tab. V. 17.). Le coefficient le plus élevé s'observe à la plus forte pression (1,6 bars).

Tableau V. 17. Coefficients de variation moyens (tous mois et toutes années confondus) des humidités volumiques des horizons de surface, en fonction du potentiel matriciel. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

CV	Sous-unité O.1	Sous-unité O.2	Sous-unité O.3
0,1 bar	2,1 (0,6)	3,2 (0,5)	2,1 (1,2)
0,32 bar	3 (1,3)	2,3 (0,9)	1,8 (0,6)
1,6 bars	7,9 (6,6)	3,8 (2,3)	4,4 (1,7)

Burden et Selim (1989) avaient déjà observé cette différence de variabilité de l'humidité volumique en fonction du potentiel matriciel et l'expliquaient par la valeur moins élevée des teneurs en eaux volumiques retenues aux fortes pressions.

L'humidité volumique du sol mesurée aux fortes pressions est couramment reliée à la teneur en argiles : il existe effectivement une relation entre ces deux paramètres (fig. V. 30.).

Cependant, les différences d'évolution à court et à long terme, que nous analyserons dans le prochain paragraphe, pourraient expliquer en partie la dispersion des points sur le graphe humidité volumique - argiles (fig. V. 30.).

Figure V. 30. Relation entre l'humidité volumique mesurée à forte pression (1,6 bars) et la teneur en argiles des horizons de surface et de leurs horizons illuviaux sous-jacents (années 1993 et 1994).

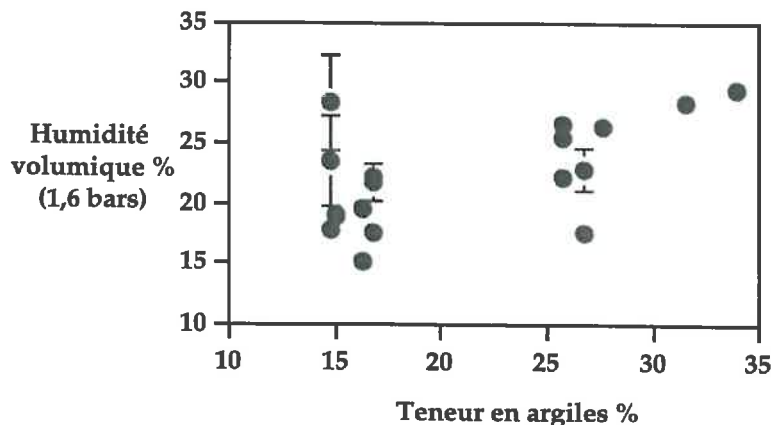


Tableau V. 18. Evolution temporelle de la capacité de stockage en eau (0,1 bars) des horizons de surface et de leurs horizons illuviaux sous-jacents (1993 et 1994). Les résultats des tests statistiques sont notés par la même lettre ^a ou ^b pour les comparaisons horizontales et ^{AB} pour les comparaisons verticales lorsque les couples sont significativement identiques au seuil de 5 %. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

1993	Avril Ap P < 0,05	Juin Ap P = 0,05	Août Ap NS	1994	Mai Ap P < 0,01	Juin Ap P < 0,05	Août Btg
Sous-unité O.1 P = 0,05	37,2 (0,9)	32,6 a (0,4)	32,4 a (0,6)	O.1 P = 0,1	29,7 aA (0,7)	30,6 a (0,8)	32 (1)
Sous-unité O.2 P < 0,01	34,2A (1)	30,7 A (0,9)	30,3 A (1,1)	O.2 P = 0,01	26,3 (0,8)	23,5 A (0,7)	28 (1,3)
Sous-unité O.3 P < 0,01	35,2 A (0,2)	30,3 A (0,5)	27,5 A (0,5)	O.3 P < 0,05	28,8 A (1,1)	23,6 A (0,6)	34,4 (1,1)

Tableau V. 19. Evolution temporelle des coefficients de lois puissance modélisant les courbes de rétention d'eau des horizons de surface Ap et de leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents (1993 et 1994). O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Coefficient de la loi puissance	Avril Ap 1993	Juin Ap 1993	Août Ap 1993	Moyenne Ap 1993	Mai Ap 1994	Juin Ap 1994	Moyenne Ap 1994	Août Btg 1994
Sous-unité O.1	- 0,1	- 0,12	- 0,22	-0,15 (0,06)	- 0,21	- 0,17	- 0,19 (0,03)	- 0,06
Sous-unité O.2	- 0,09	- 0,07	- 0,09	-0,08 (0,01)	- 0,09	- 0,1	- 0,1 (0,004)	- 0,02
Sous-unité O.3	- 0,18	- 0,13	- 0,17	-0,16 (0,03)	- 0,17	- 0,18	- 0,18 (0,013)	- 0,07

La sous-unité colluvionnée O.1 a la plus forte capacité de stockage en eau, quel que soit le mois et l'année (fig. V. 30.) : elle est significativement différente des sous-unités de mi-pente O.2 (en 1993 et 1994) et de la sous-unité de plateau O.3 (en 1993). La sous-unité de mi-pente O.2 est caractérisée par une capacité de stockage intermédiaire ou égale à celle de la sous-unité O.3 (tab. V. 18. et fig. V. 30.).

Bien que la comparaison des teneurs en eau *in situ* par rapport à celles des courbes de rétention d'eau ne puissent s'effectuer aux mêmes potentiels, il apparait des tendances identiques entre les mesures d'humidité volumique effectuées lors de l'étude de la variabilité spatiale (chapitre IV) et celles effectuées pour caractériser son évolution au cours de la saison de culture de 1993 (fig. V. 7.). En effet, toutes ces données montrent que les horizons de surface de la sous-unité colluvionnée de bas de pente O.1 sont caractérisés par les valeurs d'humidité volumique les plus élevées.

En 1994, les horizons illuviaux B_{tg} ont une capacité de stockage plus élevée que les horizons de surface (tab.V. 18. et fig. V. 30.).

De plus, les courbes de rétention en eau (drainage) humidité volumique - potentiel matriciel peuvent être modélisées à l'aide d'une loi puissance (Brooks & Corey 1964, Bruce & Luxmoore 1986) dont le coefficient nous permet de distinguer deux groupes :

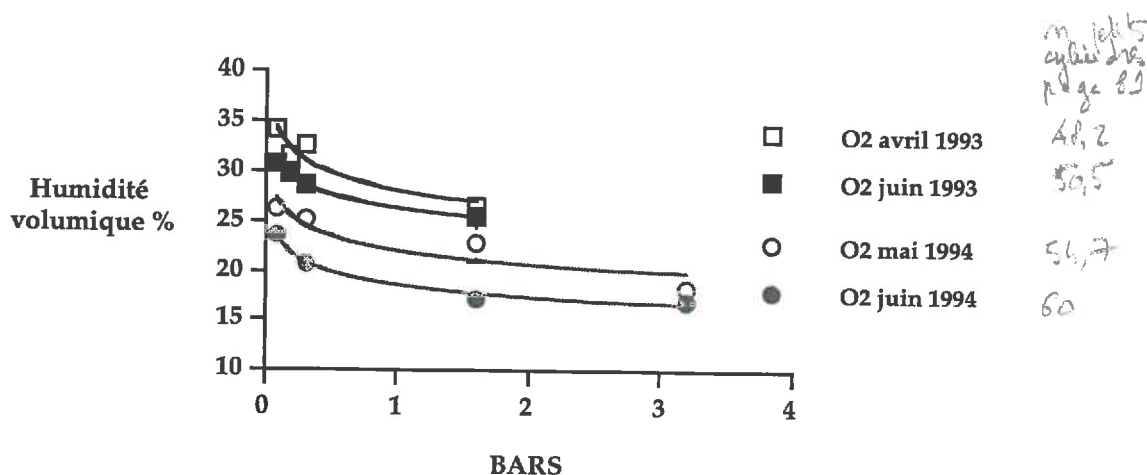
- les horizons de surface des sous-unités les plus limoneuses O.1 et O.3, à coefficients de lois puissance les plus élevés ;
- les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2 et les horizons illuviaux B_{tg}, à coefficients de lois puissance les plus faibles (tab. V. 19. ; figs. V. 29. et V. 32.).

L'allure des courbes de rétention en eau (drainage) humidité volumique - potentiel matriciel dépend donc très fortement de la teneur en argiles du sol, comme cela a été précédemment établi, notamment par Rawls et Brakensiek (1985), grâce à l'analyse statistique multivariée effectuée sur l'ensemble des courbes de rétention d'eau et des analyses de caractérisation de 5 350 horizons de sols américains.

V. 5. 3. 2. Evolution temporelle de la capacité de stockage en eau des horizons de surface

Les courbes de rétention d'eau (drainage) des horizons de surface évoluent à l'échelle de la saison de culture (figs. V. 29. et V.32.) mais aussi entre les années 1993 et 1994 (fig. V. 31.).

Figure V. 31. Evolution temporelle à long terme (d'avril 1993 à juin 1994) de la capacité de rétention en eau des horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse.

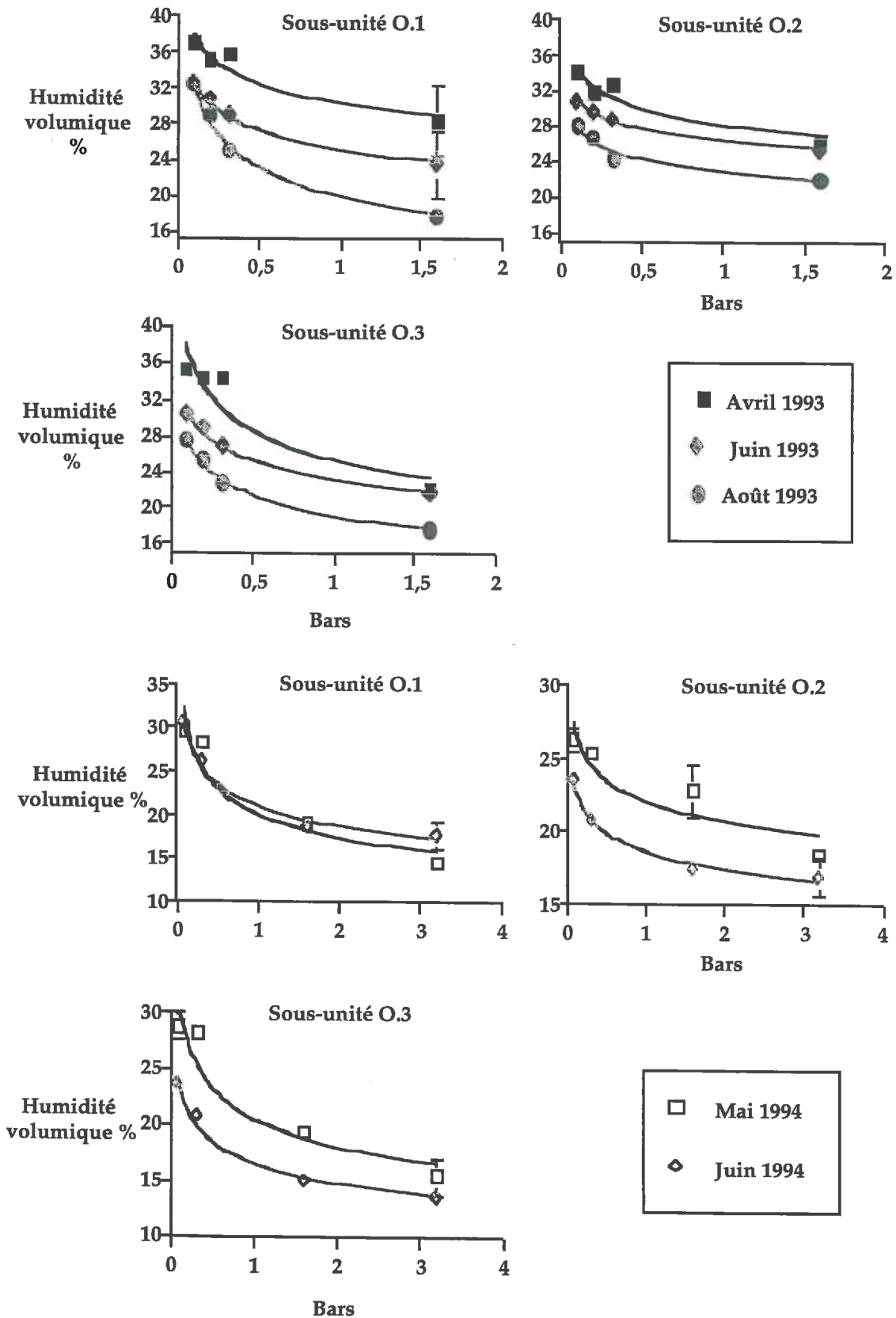


Pour les horizons de surface des sous-unités de mi-pente O.2 et de plateau O.3, cette évolution se caractérise par une diminution de leur capacité de rétention en eau, ceci pour l'ensemble des pressions appliquées (figs. V. 32. et V. 30.).

Cette diminution a lieu au cours des saisons de cultures de 1993 et 1994, sans qu'il y ait de modification significative des coefficients de la loi puissance caractérisant les courbes de rétention d'eau (figs. V. 31. et V. 32. ; tab. V. 16.).

Pour les courbes de rétention en eau des horizons de surface de la sous-unité colluvionnée O.1, on note une diminution de la capacité de rétention en eau sur l'ensemble de la courbe, d'avril à juin 1993, suivi en août par une augmentation de la valeur du coefficient de la loi puissance caractérisant les courbes de rétention d'eau (figs. V. 31. et V. 32. tab. V. 16.). Cette dernière évolution (de juin à août 1993) s'explique par une diminution de l'humidité volumique pour la pression 1,6 bars, sans qu'il y ait de diminution de la capacité de rétention totale (0,1 bars).

Figure V. 32. Evolution temporelle à court terme (une seule saison de culture) des courbes de rétention d'eau des horizons de surface. O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



C'est entre avril et juin 1993 que la capacité de rétention en eau mesurée aux pressions de 0,1 et 0,32 bar subit les plus fortes modifications dans les sous-unités les plus limoneuses (cette évolution se faisant de manière constante dans la sous-unité de mi-pente O.2). A l'opposé, c'est entre juin et août 1993 que l'humidité volumique retenue aux plus fortes pressions (1,6 bars) subit la plus grande variation (tab. V. 20.).

Tableau V. 20. Différence entre l'humidité volumique mesurée à une pression donnée et celle mesurée à la valeur précédente du potentiel matriciel (horizons de surface, saisons de culture 1993 et 1994). O.1 = sous-unité colluvionnée de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

1993	Avril-Juin 1993	Juin-Août 1993	Mai-juin 1994
O.1 (0,1 bar)	4,6	0,2	-0,9
O.2 (0,1 bar)	3,4	2,8	2,8
O.3 (0,1 bar)	4,9	2,8	5,2
O.1 (0,32 bar)	6,8	3,9	2,2
O.2 (0,32 bar)	3,9	4,5	4,5
O.3 (0,32 bar)	7,5	4,1	7,5
O.1 (1,6 bars)	4,9	5,6	0,4
O.2 (1,6 bars)	1,2	3,2	5,4
O.3 (1,6 bars)	0,5	4,1	4,5

En 1994, les courbes de rétention en eau des horizons de surface ne subissent pas d'évolution temporelle significative. Par contre, l'humidité volumique diminue au cours du temps pour les horizons de surface des sous-unités pédologiques O.2 et O.3 (figs. V. 28. et V. 31. ; tab. V. 16.).

Enfin, il semble qu'à plus long terme, la capacité de rétention en eau des horizons de surface continue à diminuer (fig. V. 30.).

Ceci nous amène à nous poser la question de la réversibilité (ou de la non-réversibilité) des évolutions temporelles des courbes de rétention.

V. 6. Conclusion

Comme nous l'avions indiqué dans le cadre de l'exposé de nos objectifs (chapitre II), il est primordial de bien définir **les géométries emboîtées** des sols pour étudier leur impact sur le stockage, la circulation de l'eau et des particules et polluants associés dans le volume non saturé de la couverture pédologique.

Dans le cadre de ce chapitre centré sur l'étude de l'évolution temporelle des propriétés structurales et hydriques des horizons de surface des sols limoneux de Brie, nous avons pu relier des géométries à des facteurs de l'environnement ayant induit leurs genèses (pente, teneur en argiles, cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation).

Nous avons également pu différencier et caractériser de façon quantitative deux compartiments majeurs de l'espace poral des sols : (1) **la porosité de transfert rapide** et (2) **la porosité de stockage et de transfert lent** dont nous caractériserons l'hétérogénéité microscopiques à l'aide de la géométrie fractale dans le chapitre VI .

La porosité de stockage et de transfert lent à été subdivisée par analyse d'image en porosité percolante effective et en porosité non fonctionnelle. L'étude de la porosité percolante par porosimétrie mercure a montré qu'elle est constituée d'un grand réseau de pores interconnectés qui se remplit brusquement de mercure au dessus d'un seuil de percolation (pression, rayon d'entrée équivalent). En revanche, nous n'avons pas mis en évidence de relation entre les volumes mesurés par analyse d'image et le volume effectivement rempli d'eau et de mercure.

L'impact de la teneur en argiles sur les distributions volumiques de ces porosités emboîtées, sur la stabilité structurales et sur les propriétés hydriques à permis discriminer les sous-unités entre elles.

Les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente la plus argileuse se différencient des horizons de surface des sous-unités de plateau et de bas de versant par une porosité de transfert rapide et une conductivité hydraulique à saturation plus importantes. Ceci serait attribuable à leur plus grande aptitude à gonfler et se rétracter au cours des cycles humectation-dessiccation. Ces horizons plus argileux sont également caractérisés par des pores de stockage et de transfert lent plus petits (2 à 10 μm), qui sont attribuables au "pontage" des grains de quartz avec les microagrégats argileux. A l'aide de la porosimétrie mercure, nous avons montré

que la porosité lacunaire inter-grains et inter-microagrégats est plus faible ; corrélativement, la microporosité des domaines argileux est plus élevée.

Les mottes centimétriques des horizons de surface de la sous-unité de mi-pente sont également les plus stables à l'eau, ce qui est attribuable à une meilleure cohésion ainsi qu'à une baisse de la pression capillaire en fonction de la teneur en argiles (diminution de la balance hydrophile/hydrophobe des surfaces des sols).

Enfin, nous avons établi que les horizons de surfaces les plus argileux et les horizons illuviaux ont les plus fortes capacités de stockage en eau à des potentiels matriciels élevés.

Les structures emboîtées (et par voie de conséquence leurs propriétés mécaniques et hydriques) évoluent dans le temps, au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation du printemps à l'été.

Des fissures se créent et se propagent dans la sous-unité de mi-pente et les volumes de pores se réorganisent dans les horizons de surface. Les volumes des pores de stockage et de transfert lent les plus gros se développent aux dépens des pores les plus petits. La porosité percolante inter-grains et inter-microagrégats augmentent quelle que soit la sous-unité.

Nous avons décelé une augmentation de la stabilité des agrégats à l'eau pour l'ensemble des sous-unités et plus particulièrement après la période de dessèchement la plus longue (avril-juin). L'interprétation de cette évolution temporelle est complexe car plusieurs paramètres **structuraux** (géométrie des macropores, des micropores et des interfaces), **hydriques** (l'éclatement des mottes de sols diminue en fonction de la teneur en eau) et **physico-chimiques** (mouillabilité) interviennent.

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation diminuent au cours de la saison de culture, notamment dans la sous-unité de mi-pente. Nous n'avons pas relié cette diminution avec une évolution de la porosité de transfert rapide mais avec le développement de croûtes de surface (structurales et de dépôts) sur lesquelles se développent des algues (diminution de l'aptitude des sols à se mouiller).

Enfin, les capacités de stockage diminuent au cours des cycles humectation-

dessiccation et cette diminution est plus marquée dans les horizons les plus limoneux.

Au cours du chapitre VI, nous étudierons donc les relations structures-transferts (porosimétrie par intrusion de mercure et courbes de rétention d'eau) à l'aide des données structurales et hydriques recueillies au cours d'une saison de culture, du printemps à l'été. Cette étude sera effectuée en utilisant une approche physique qui fera appel à la distribution volumique des pores, à la géométrie fractale et à la connectivité des pores.

CHAPITRE VI

Relations structures-transferts

VI. RELATIONS STRUCTURES - TRANSFERTS

VI. 1. Introduction

L'étude de l'impact des géométries du sol sur la régulation des transferts est complexe, notamment par le fait que les échelles d'observation (type taille des cylindres de sols) et les jauges géométriques (type rayons de pores) utilisées pour les caractérisations des structures des sols diffèrent très souvent de celles employées pour les déterminations de leurs propriétés hydriques.

C'est ainsi que les échelles d'observation sont très variables : microscopiques (volume équivalent de près de 10^{-3} mm³) pour les micrographies MEB de lames minces et macroscopiques (volumes de 10^3 à 10^4 mm³), soit près de 10^6 - 10^7 plus élevées, pour les mesures par porosimétrie mercure et par drainage d'eau en fonction du potentiel matriciel (courbes de rétention d'eau).

De plus, les mesures en analyse d'image sont effectuées en deux dimensions alors qu'elles le sont en trois dimensions pour la rétention d'eau et la porosimétrie mercure : on présume alors de l'isotropie de la distribution des pores sur les lames minces.

Par contre, la gamme de rayons de pores permettant de retenir le mercure ou l'eau correspond sensiblement à celle des rayons de pores de stockage et de transfert lent que nous avons caractérisé sur les micrographies MEB de lames minces de sols. Nous verrons néanmoins au cours de ce chapitre qu'il convient de nuancer cette affirmation.

Nous essayerons donc, au cours de ce chapitre, de relier les caractérisations de ces géométries microscopiques aux comportements macroscopiques (intrusion de mercure et rétention d'eau) des sols limoneux étudiés (horizons de surface).

Pour cela, nous utiliserons trois approches unificatrices : (1) la méthode de distribution des volumes de pores en fonction de leurs rayons, les pores étant assimilés à des tubes capillaires cylindriques parallèles (lois de Laplace, de Jurin ou équation de Washburn), (2) la géométrie fractale (hétérogénéités des volumes solides et des interfaces solides-pores) et (3) la théorie de la percolation (connectivité des pores).

VI. 2. Distribution des volumes de pores en fonction de leurs rayons

VI. 2. 1. Introduction

Cette approche comparative utilisant la distribution des volumes de pores en fonction de leurs rayons est la plus classique. Elle fait appel à l'équation de Washburn (ou de Laplace) qui établit que la pression capillaire est inversement proportionnelle au rayon de pore équivalent, les pores étant assimilés à des tubes capillaires cylindriques parallèles.

En science du sol, cette approche unificatrice a ainsi permis de comparer (1) les données de rétention d'eau à celles de porosimétrie mercure (voir par exemple Nagpal *et al.* 1972, Newman & Thomasson 1979, Bruand & Prost 1987) et (2) les données de porosimétrie mercure à celles d'analyse d'image (voir par exemple d'Acqui *et al.* 1994, Attou 1996).

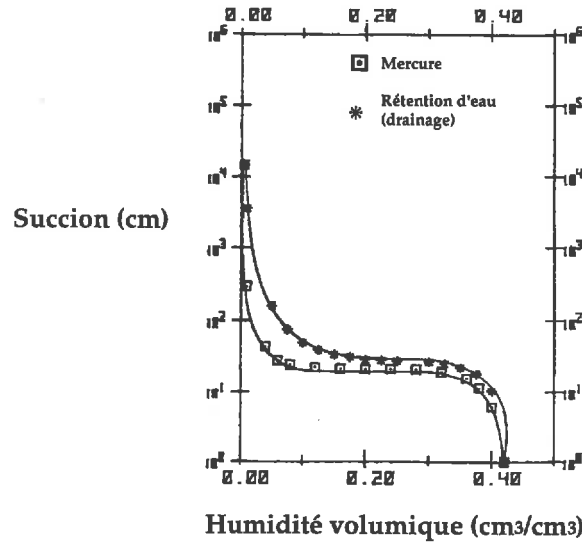
Par contre, les inter-comparaisons entre les données volumiques de rétention d'eau, de porosimétrie par intrusion de mercure et d'analyse d'image, en fonction d'une pression équivalente (ce paragraphe) sont très rares.

Ce n'est que dans un milieu poreux rigide comme la craie que les courbes volumiques cumulées de rétention d'eau ou de vide (porosimétrie mercure), en fonction de la pression, coïncident (Bruand & Prost 1987).

Dans les sols, ces courbes cumulées divergent à fortes pressions et cette divergence, attribuable au processus de gonflement des argiles, est relativement faible dans le cas des sols pauvres en argiles (fig. VI. 1., d'après Ragab *et al.* 1982), puis augmente en fonction de la teneur en argiles (Nagpal *et al.* 1972).

Par contre, dans la majeure partie de la gamme de pressions utilisées pour l'établissement des courbes de rétention d'eau (soit surtout de 0,1 à 30 bars), les allures de courbes cumulées sont relativement identiques (Nagpal *et al.* 1972, Wu *et al.* 1990).

Figure VI. 1. Courbes de porosimétrie par injection de mercure et de rétention d'eau pour un sol sableux (d'après Ragab et al. 82).



Comme d'autres milieux poreux désordonnés telles les roches sédimentaires, les sols se caractérisent par des divergences de résultats lorsqu'on utilise cette approche distribution de pores cylindriques parallèles pour comparer les données de porosimétrie mercure à celles de l'analyse d'image (d'Acqui *et al.* 1994, Attou 1996, fig. V. 14b, d'après Attou 1996).

Cette disparité est généralement attribuée au fait que les pores des sols ne sont pas des tubes cylindriques parallèles comme le décrit la loi de Jurin, pourtant toujours utilisée en porosimétrie mercure. En fait, ce sont des volumes complexes interconnectés, à interfaces solides-pores rugueuses, dont les rayons d'entrée correspondant à des volumes de constriction, et non pas les rayons réels observés en analyse d'image, contrôlent le volume de mercure intrudé (voir par exemple Chatzis & Jullien 1977, Tsakiroglou *et al.* 1990, Bruand *et al.* 1993).

Nous allons maintenant nous-mêmes utiliser cette approche pour comparer les données de l'analyse d'image (structures) à celles de porosimétrie mercure et de rétention d'eau (transfert lent et stockage).

VI. 2. 2. Résultats

Notre première comparaison portera sur les **distributions des volumes des pores en fonction de leurs rayons équivalents**, celle-ci ne pouvant se faire qu'entre celles obtenues par analyse d'image et celles obtenues par porosimétrie mercure (le nombre de mesures étant bien trop faible en ce qui concerne les courbes de rétention d'eau).

Lorsque l'on compare la distribution en pourcentage des volumes de pores mesurés par la porosimétrie mercure et celle des volumes de pores mesurés par analyse d'image (méthode des cordes), il apparaît que ces distributions sont nettement différentes (fig. VI. 2.). La porosité inter-grains est ainsi centrée vers 1 micron de rayon de pores en ce qui concerne les distributions volumiques de pores mesurées par la porosimétrie mercure alors qu'elle est très étalée, et centrée vers 4 microns ou 10 microns, dans le cas des distributions volumiques de pores obtenues par analyse d'image, selon que l'on ne considère que la première classe de pores ou l'ensemble des pores inter-grains (distribution bi-modale) (fig.VI. 2.).

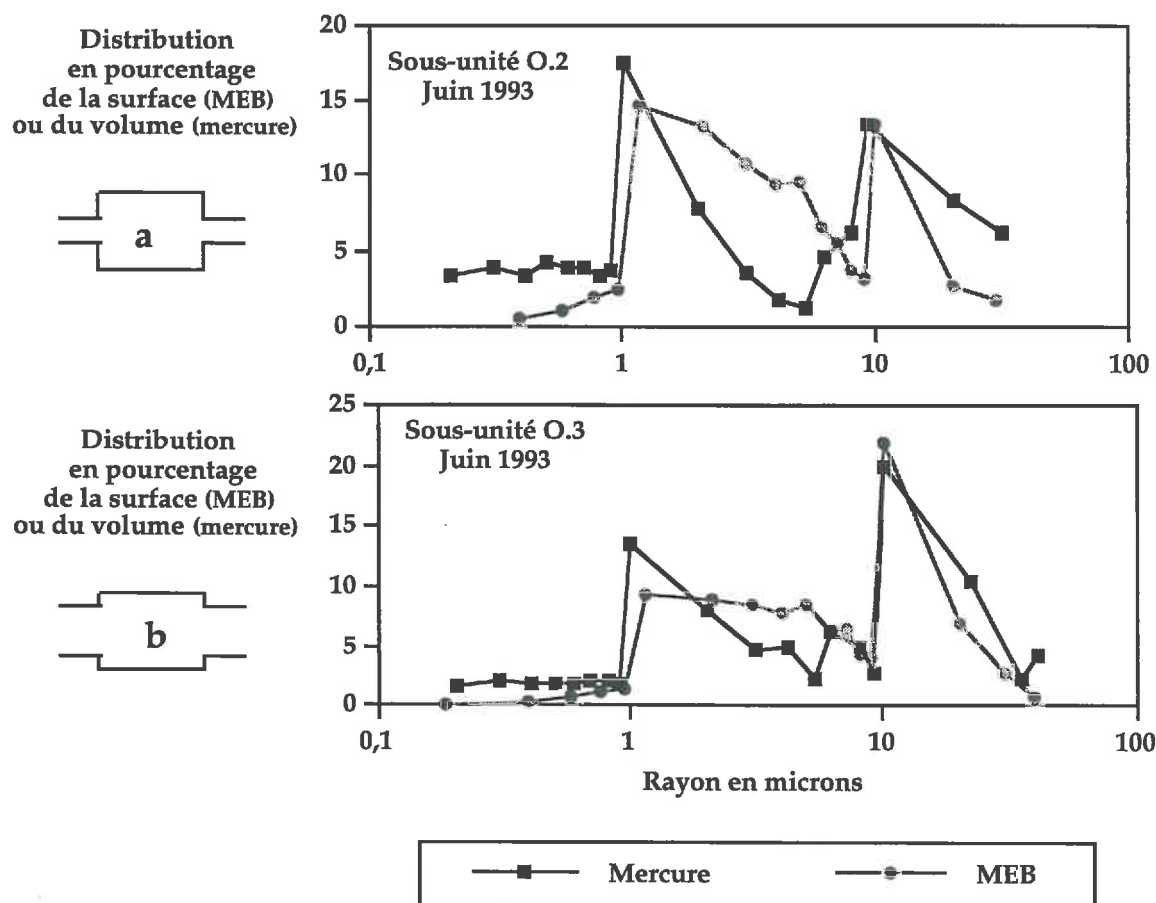
Ces données confirment donc tout à fait les résultats précédemment décrits en science du sol par d'Acqui *et al.* (1994) et par Attou (1996) et, en physique des roches sédimentaires, par Chatzis et Jullien (1977), entre autres.

Ils permettent de démontrer que les pores des sols ne sont pas des tubes capillaires parallèles mais des pores complexes (distributions volumiques très étalées en analyse d'image) et interconnectés, ce qui est bien visible sur les micrographies MEB de lames minces de sols.

La méthode des cordes mesure donc essentiellement la distribution des rayons des pores alors que la porosimétrie mercure, du fait des problèmes de percolation liés à l'interconnexion entre les pores, permet d'avoir accès à leurs diamètres d'entrée (figs. VI. 2a et VI. 2b).

De plus, les différences de distributions volumiques entre mercure et analyse d'image sont plus marquées pour les horizons de surface les plus argileux O.2 que pour ceux de la sous-unité de plateau O.3 (fig. VI. 2.).

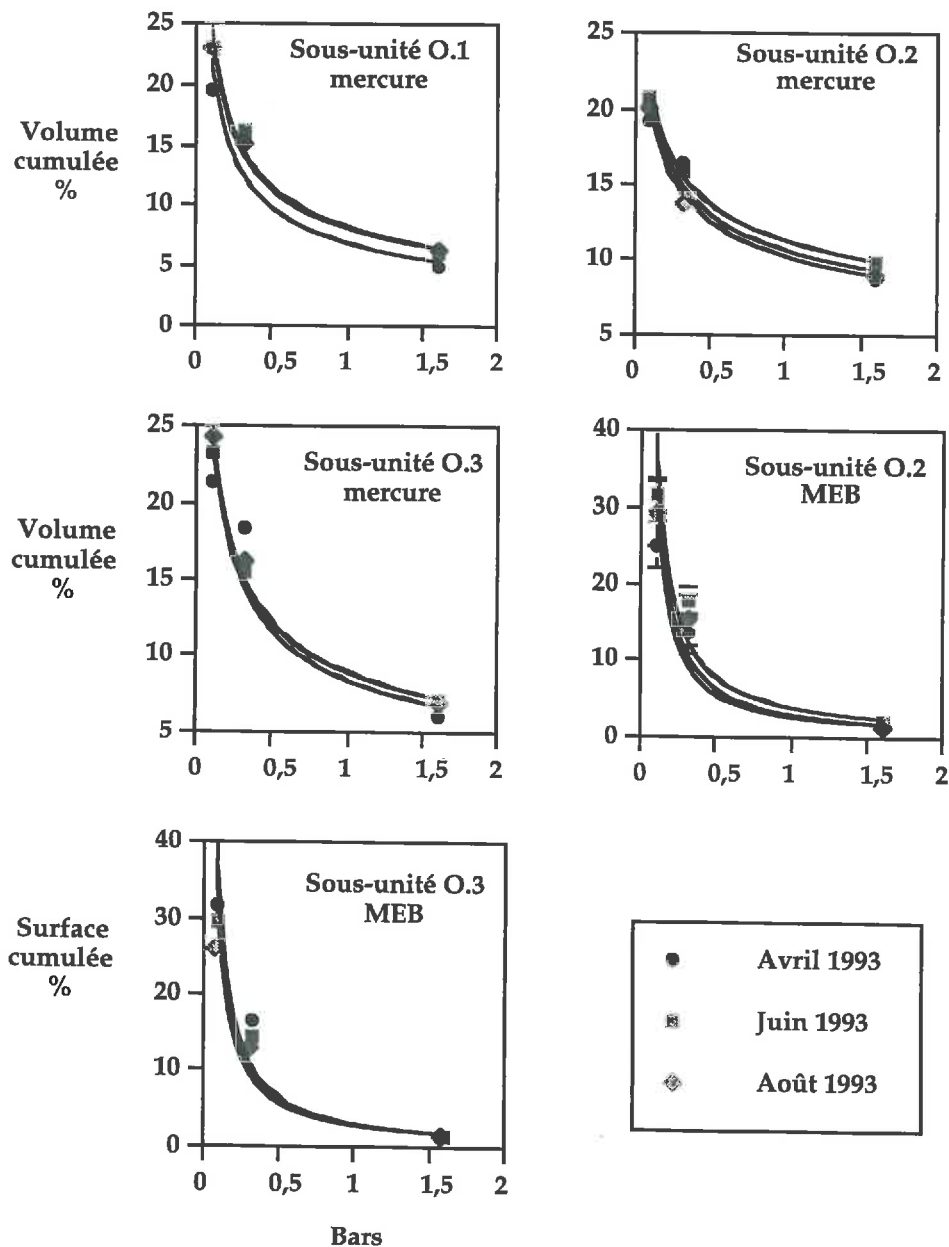
Figure VI. 2. Exemple de comparaison entre les distributions en pourcentage des volumes de pores, en fonction de leurs rayons équivalents, mesurés par porosimétrie mercure et des surface de pores mesurés par analyse d'image sur les micrographies prises au microscope électronique à balayage (MEB). O.2 = sous-unité de mi-pente, plus argileuse ; O.3 = sous-unité de plateau, plus limoneuse (horizons de surface).



Ceci confirme le fait, déjà observé au cours du chapitre précédent, que les rayons d'entrée au seuil de percolation sont plus faibles dans le cas des porosités inter-grains des horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2 que dans celui des porosités inter-grains des horizons de surface de la sous-unité de plateau O.3.

On peut donc schématiser le maillon élémentaire du réseau interconnecté de pores de stockage et de transfert lent de la façon suivante : à rayon de pores équivalent, la connexion (rayon d'entrée) entre deux pores inter-grains est plus fine dans le cas des horizons de surface les plus argileux de la sous-unité de mi-pente O.2 (fig.VI. 2a) que dans celui des horizons de surface O.3 (fig. VI. 2b).

Fig. VI. 3. Comparaison des courbes cumulées des volumes de pores mesurés par rétention d'eau, par porosimétrie mercure et par analyse d'image. Les classes de pores choisies sont identiques (référence = courbes de rétention d'eau.) O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Le deuxième type d'approche unificatrice pour l'étude des relations entre les structures, les transferts lents et les stockages consiste à comparer les **courbes volumiques cumulées simplifiées** (référence = **courbes de rétention d'eau**), bien que nous sachions (1) que les déterminations effectuées par analyse d'image et par porosimétrie mercure portent sur des structures sèches alors que celles effectuées par drainage (courbes de rétention d'eau) portent sur des structures humides se

déshydratant et (2) que l'hypothèse selon laquelle les pores sont cylindriques et parallèles n'est pas validée.

Les courbes cumulées simplifiées et homogénéisées des données obtenues par rétention d'eau, porosimétrie mercure et analyse d'image ont toutes été modélisées à l'aide d'une loi puissance (figs. VI. 3. et VI. 4.). Le coefficient de la loi puissance (tab. VI. 1.) permet de caractériser l'allure de ces courbes afin de les comparer (ce paragraphe) ainsi que de calculer des dimensions fractales d'interface solides-pores (prochain paragraphe).

Tableau VI. 1. Moyennes des coefficients des lois puissances modélisant les données homogénéisées de rétention d'eau (référence), de porosimétrie mercure et d'analyse d'image (ensemble des données obtenues en 1993 et en 1994 en ce qui concerne les horizons de surface ; ensemble des données obtenues en 1994 en ce qui concerne tous les horizons illuviaux sous-jacents). Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Pentes	% argiles n = 3	Rétention d'eau (1) n = 5	Mercure (2) n = 5	(2) - (1)	MEB (cordes) n = 3
Sous-unité O.1 Ap	14,9 (0,1)	- 0,12 (0,13)	- 0,48 (0,02)	36	----
Sous-unité O.2 Ap	26,6 (0,7)	- 0,09 (0,01)	- 0,25 (0,05)	16	- 1,08(0,06)
Sous-unité O.3 Ap	16,3 (0,6)	- 0,17 (0,02)	- 0,44 (0,04)	27	- 1,11 (0,04)
Btg	31,1 (3,1)	- 0,05 (0,03)	- 0,17 (0,08)	12	----

En fait, lorsqu'on étudie l'ensemble des données obtenues soit en porosimétrie mercure soit en analyse d'image (méthode des cordes), on se rend compte que seule une petite portion de chacune de ces courbes cumulées correspond réellement à une modélisation de type loi puissance (voir paragraphe VI. 3. 2.).

Néanmoins, cette homogénéisation a été faite par référence à la modélisation fractale d'interface des courbes de rétention d'eau (voir par exemple De Gennes 1985, Toledo *et al.* 1990, Tyler & Wheatcraft 1990, Perrier 1995, Bird *et al.* 1996, Perrier *et al.* 1995, Gomendy *et al.* 1996) pour lesquelles le nombre de mesures expérimentales est très limité.

Nous pouvons tout d'abord noter que les coefficients de ces lois puissances dépendent fortement de la méthode utilisée pour caractériser directement (analyse d'image) ou indirectement (porosimétrie mercure et rétention d'eau) les structures de stockage et de transfert lent des horizons de surface étudiés.

C'est ainsi que leurs valeurs se classent de façon décroissante de l'analyse d'image (courbes volumiques cumulées les plus "raides") à la porosimétrie mercure puis à la rétention d'eau (courbes volumiques cumulées les plus "douces") (tab. VI. 1. ; figs. VI. 3. et VI. 4.).

Ces résultats confirment notamment la non-adéquation des informations, faussement interprétées en terme de rayon de pores cylindriques parallèles, enregistrées lors de l'analyse d'image de la porosité de stockage et de l'intrusion de mercure dans cette porosité inter-grains.

L'autre fait essentiel est que, pour chacune des trois méthodes utilisées, ces coefficients de lois puissances permettent de distinguer à nouveau deux groupes de sols :

- les horizons de surface des deux sous-unités les plus limoneuses, caractérisés par les coefficients de lois puissance les plus élevés ;
- les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente, ainsi que l'ensemble des horizons illuviaux sous-jacents, les plus argileux, caractérisés par les coefficients de lois puissance les plus faibles (tab. VI. 1. ; figs. VI. 3. et VI. 4.).

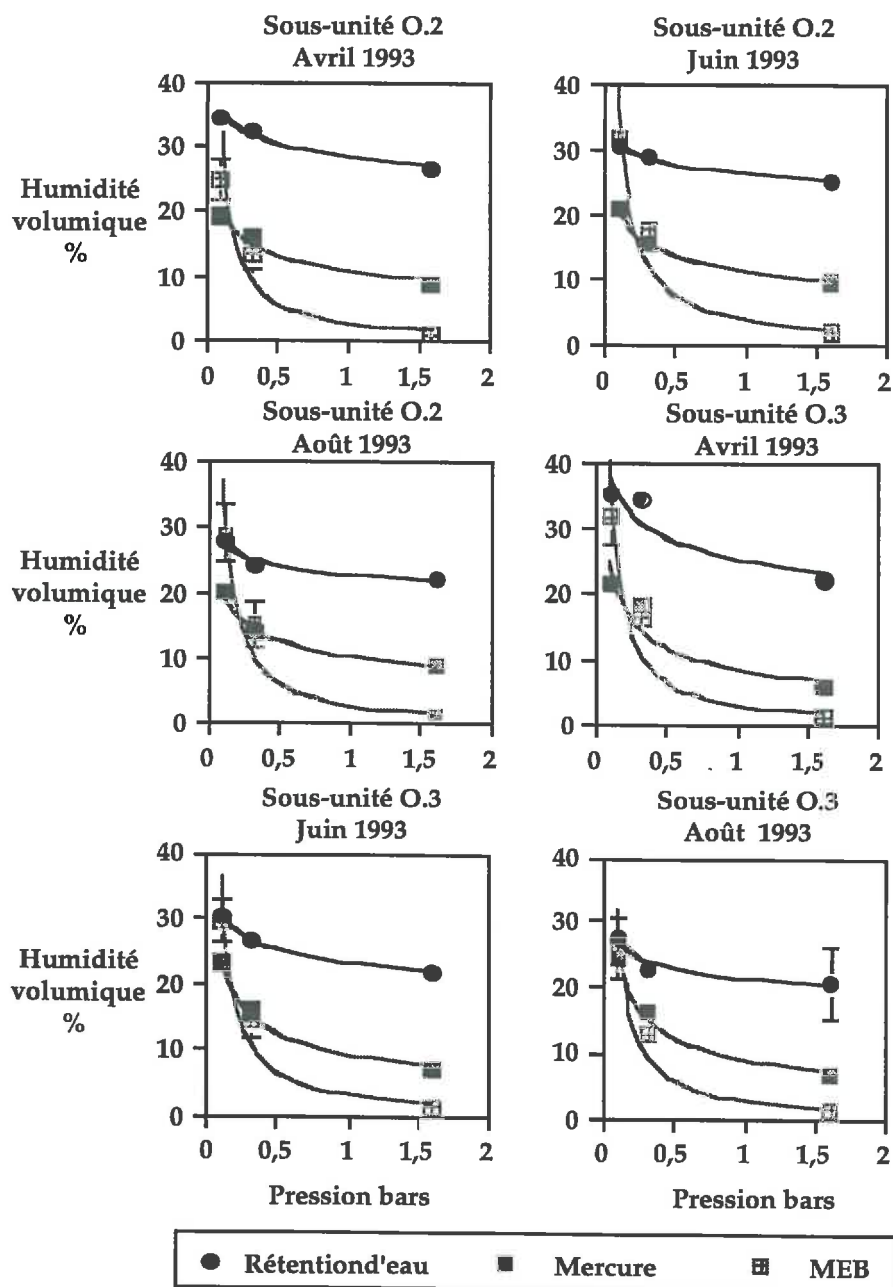
De même, l'écart entre les valeurs des coefficients des lois puissances modélisant les courbes volumiques cumulées obtenues par porosimétrie mercure et par rétention d'eau est d'autant plus important que la teneur en argiles est faible (tab. VI. 1.). Ceci pourrait être attribuable à des réseaux de pores plus gros et plus interconnectés lorsque les horizons de surface sont plus limoneux (chapitre V).

Afin de comparer les valeurs obtenues par l'analyse d'image, la rétention d'eau et la porosimétrie mercure, nous avons également décidé d'employer les **classes de volumes de pores** correspondant aux mesures de rétention d'eau (0,1-0,2-1,6 bars soit 1-5-15 μm) (fig. VI. 4.).

Tout d'abord, les valeurs de porosité totale (somme des volumes des trois classes de volumes de pores) mesurées par les courbes de rétention d'eau sont généralement en accord avec celles mesurées par l'analyse d'image (fig. VI. 5.). A l'opposé, les valeurs de porosité totale mercure sont, dans tous les cas, inférieures à celles obtenues par les deux autres méthodes (fig. VI. 5.), ce qui serait attribuable à une difficulté d'accès du mercure dans ces milieux poreux.

De plus, la répartition des volumes de chacune des classes est différente pour l'ensemble des méthodes (fig. VI. 5.).

Figure VI. 4. Comparaison des courbes cumulées des volumes de pores mesurés par rétention d'eau, par porosimétrie mercure et par analyse d'image. Les classes de pores choisies sont identiques (référence = courbes de rétention d'eau). O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Par rapport aux données d'analyse d'image qui décrivent la réalité des micro-structures de stockage et de transfert lent, les mesures effectuées par la rétention en eau et la porosimétrie mercure sous-estiment le volume des pores de rayons compris entre 1 à 15 μm (tab.VI. 2 ; fig.VI. 5.).

Les valeurs de ces volumes de pores obtenues par les courbes de rétention d'eau sont les plus faibles mais, corrélativement, les plus élevées pour les volumes de pores de rayons inférieurs à 1 μm (tab.VI. 3 ; fig.VI. 5.).

Les volumes des pores les plus petits (rayons inférieurs à 1 μm) seraient en fait surestimés au détriment des pores de plus grandes tailles lors des mesures de rétention en eau et de porosimétrie mercure. Ces différences pourraient être expliquées d'une part par les effets de gonflement dus aux argiles et d'autre part, par l'organisation des tailles de pores et surtout par la manière dont ils se succèdent et donc régulent l'entrée ou la sortie des fluides (fig. VI. 2.).

L'effet argiles est aussi à nouveau clairement observé : les horizons de surface les plus limoneux des sous-unités colluvionnée O.1 et de plateau O.3 sont caractérisés par les plus faibles porosités des volumes de pores de rayons inférieurs à 1 μm , que ce soit en analyse d'image, en porosimétrie mercure ou en rétention d'eau (tab. VI. 3.). Corrélativement, leurs porosités de rayons 1-15 μm mesurées par porosimétrie mercure ou rétention d'eau sont les plus fortes (tab.VI. 2.).

Tableau VI. 2. Valeurs des volumes de pores de rayons compris entre 1 et 15 μm , mesurés par l'analyse d'image, la porosimétrie mercure et les courbes de rétention en eau. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Φ 1-15 μm	Sous-unité	Sous-unité	Sous-unité			Sous-unité	Sous-unité	Sous-unité		
	O.2 Ap MEB 1	O.2 Ap mercure 2	O.2 Ap rétention3	1- 2	2-3	O.3 Ap MEB 1	O.3 Ap mercure 2	O.3 Ap rétention 3	1- 2	2-3
Avril 1993	23,8	10,4	7,6	13	2,8	30,2	15,3	13,2	14,9	2,1
Juin 1993	29,6	11,1	5,4	18,5	5,7	28,1	16,2	8,8	11,9	7,4
Août 1993	27,6	11,4	5,8	16,5	5,6	24,7	17,4	10,1	7,3	7,3
Total	27 (3)	11 (0,5)	6,3 (1,2)	16 (2,8)		27,7 (2,8)	16,3 (1,1)	10,1 (2,3)	11,4 (4)	

Figure VI. 5. Comparaison des valeurs de porosité totale et des différents volumes de pores mesurées à partir des courbes de rétention d'eau, de l'analyse d'image et de la porosimétrie mercure pour les saisons de culture 1993 et 1994. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

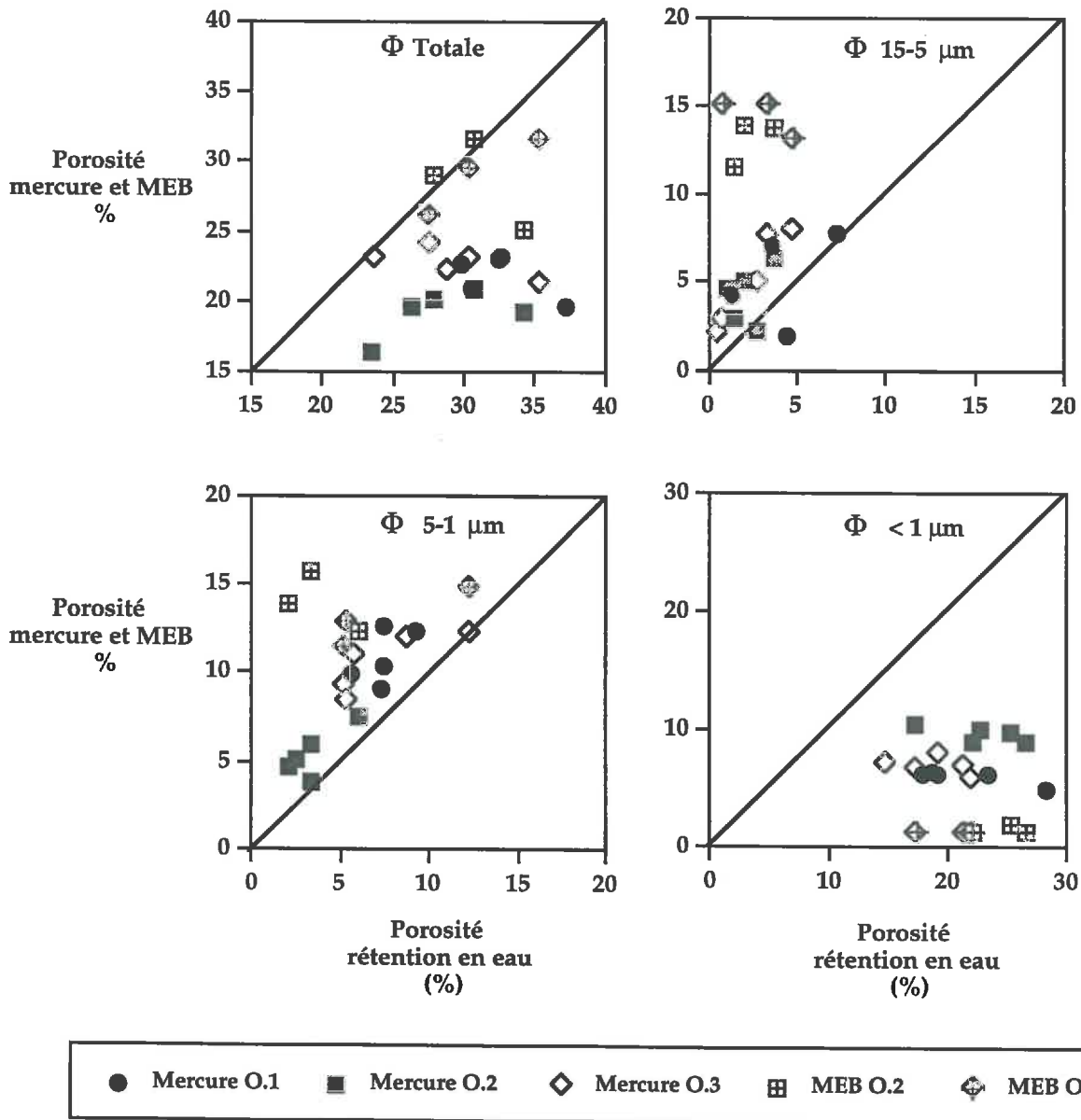


Tableau VI. 3. Valeurs moyennes des volumes de pores de rayons inférieurs à 1 μm, mesurés par les courbes de rétention en eau, la porosimétrie mercure et l'analyse d'image, pour l'année 1993. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

$\Phi (< 1 \mu\text{m})$ 1993	Rétention d'eau n=3	Mercure n=3	MEB n=3
Sous-unité O.1 A _p	23,2 (5,3)	5,8 (0,8)	----
Sous-unité O.2 A _p	24,7 (2,3)	9,2 (0,5)	1,6 (0,4)
Sous-unité O.3 A _p	21,4 (0,8)	6,6 (0,6)	1,4 (0)

Tableau VI. 4. Différences entre la porosité des pores de rayons inférieurs à $< 1 \mu\text{m}$ et des pores de rayons compris entre 1 et $15 \mu\text{m}$ mesurés à partir des courbes de rétention en eau et celles mesurées par la porosimétrie mercure. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Rétention - mercure	Sous-unité O.1 A_p	Sous-unité O.2 A_p	Sous-unité O.3 A_p	Horizon B _{tg}
1993 $\Phi (< 1 \mu\text{m})$	17,4 (5,9)	15,5 (2,3)	13,7 (2,2)	-
1994 $\Phi (< 1 \mu\text{m})$	12,7 (0,4)	9,9 (4,1)	9,6 (2,5)	16,3 (2,2)
1993 $\Phi (1-15 \mu\text{m})$	- 7,2 (1,8)	- 4,7(1,7)	- 5,6 (3)	-
1994 $\Phi (1-15 \mu\text{m})$	- 4,2 (2,2)	- 3,1 (4,4)	- 6,2 (1,8)	- 3,5 (3,1)

D'autre part, les différences entre les volumes mesurés par les courbes de rétention d'eau et ceux mesurés par porosimétrie mercure pour les classes de pores de rayon de 1 à $15 \mu\text{m}$ et pour les classes de pores de rayon inférieurs à $1 \mu\text{m}$ sont légèrement plus élevées dans le cas des horizons de surface les plus limoneux. (tab. VI. 4.).

Ces résultats sont donc opposés à ceux obtenus par Nagpal *et al.* (1977) (voir l'introduction de ce paragraphe) et sont encore inexpliqués.

VI. 3. Hétérogénéité, lois d'échelles et modélisation des courbes de rétention d'eau

VI. 3.1. Introduction

La quantification et la description de l'espace poral est nécessaire si l'on désire modéliser le comportement des sols en utilisant des paramètres physiques.

A cette description doit être associée la notion de **volume élémentaire représentatif** (VER) pour utiliser ces modèles à différentes échelles (horizon, bassin versant). De Marsily (1981) a défini le volume élémentaire représentatif (VER), "comme étant suffisamment grand pour contenir un grand nombre d'éléments, afin de définir une propriétés moyenne globale avec l'assurance que l'effet de fluctuation d'un élément à un autre sera négligeable." Pour cet auteur, la taille du

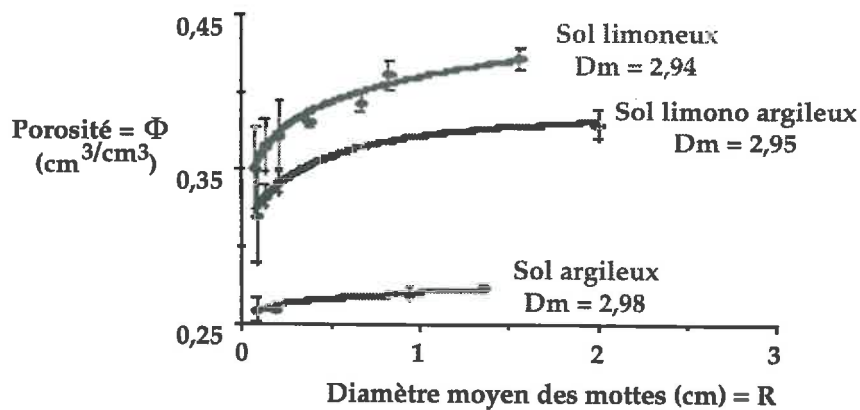
volume élémentaire représentatif (VER) reste arbitraire et dépend de la variable étudiée.

De nombreux travaux (voir Auger *et al.* 1992 pour une synthèse) se développent depuis quelques années afin de résoudre ce problème d'échelle ; niveau d'organisation, hiérarchie et dépendance d'échelle sont devenus des notions importantes pour comprendre l'inadéquation des résultats lorsque l'on passe d'une échelle à une autre (Baudry 1992).

Dans ce cadre, la **géométrie fractale** apporterait une partie d'explication à l'hétérogénéité des mesures dans les sols et permettrait de quantifier cette dépendance d'échelle par des invariants d'échelle appelés dimensions fractales (voir chapitre III).

En science du sol une étude effectuée sur des mottes de diamètres différents par Monnier *et al.* (1973) a montré que la porosité augmente avec la taille de l'échantillon. Ces résultats ainsi que d'autres analogues, ont été modélisés par Currie (1966) à l'aide d'un assemblage "auto-similaire" emboîté de sphères de tailles différentes simulant les agrégats du sol et plus récemment à l'aide de la géométrie fractale (Rieu & Sposito 1991a, 1991b, Bartoli *et al.* 1996). Celle-ci permet d'établir que la porosité suit une loi d'échelle caractérisée par une dimension fractale de masse solide D_m (fig. VI. 6., d'après Bartoli *et al.* 1996).

Figure VI. 6. Evolution de la porosité de trois types de sols en fonction de la taille des mottes prélevées (données de Monnier *et al.* 1973, modélisées par Bartoli *et al.* 1996).



$$1 - \Phi(R) \propto R^{D_m - 3}$$

R = Echelle d'observation, ϕ = Porosité d_m = Dimension fractale de masses.

Des travaux récents ont également tenté de modéliser les courbes de rétention d'eau et de conductivité hydraulique dans les milieux poreux, en intégrant ces invariants d'échelles (voir par exemple De Gennes 1985, Toledo *et al.* 1990, Tyler & Wheatcraft 1990, Rieu & Sposito 1991a, 1991b, Hatano *et al.* 1992, Crawford 1994, Perrier 1995, Bird *et al.* 1996, Perrier *et al.* 1995). Certains de ces modèles ont été validés avec succès sur des sols limoneux (Rieu & Sposito 1991a, 1991b, Perrier 1995) et sableux (Toledo *et al.* 1990, Tyler & Wheatcraft 1990). Mais ces modèles structuraux fractals sont indirects et comme le soulignent Perrier (1995), Perrier *et al.* (1995) et Bird *et al.* (1996), il est nécessaire de les confronter à des analyses fractales directes des structures des sols dont on a ainsi caractérisé les capacités de rétention en eau.

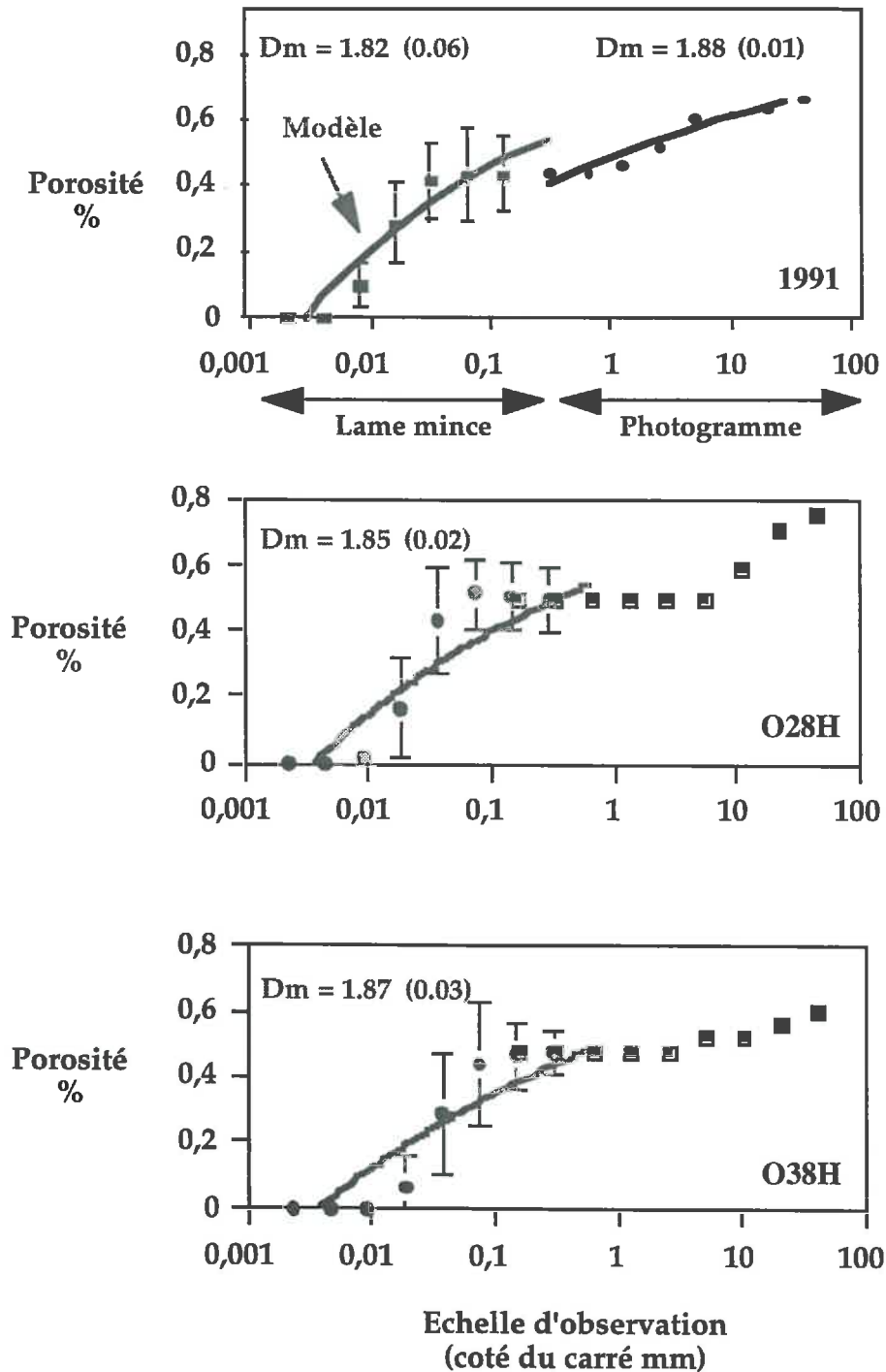
Récemment, Crawford *et al.* (1995) ont ainsi mesuré sur des photogrammes de sol les dimensions fractales de masse qu'ils ont pu mettre en relation avec les dimensions fractales d'interface solides-pores calculées à partir des courbes de rétention d'eau. Mais leur comparaison est biaisée par le fait que les tailles de pores mesurées par analyse d'image (rayons de pores supérieurs à 100 microns) ne sont pas du tout les mêmes que celles mesurées par rétention d'eau (rayons de pores inférieurs à 15 microns).

Notre objectif est, dans une gamme de tailles de pores analogue, d'utiliser la géométrie fractale comme deuxième approche unificatrice dans l'étude des relations entre les géométries de la porosité de stockage et de transfert lent et les capacités de rétention d'eau ou d'intrusion de mercure correspondantes (transferts lents et stockages de fluides non mouillant (mercure) ou mouillant (eau)).

VI. 3. 2. Dimensions fractales de masse

Les milieux poreux peuvent être fractals de pores mais nous n'avons pas caractérisé ce paramètre sur les images des trois sous-unités. Cependant, il est désormais admis que les sols ne sont pas des fractals de pores mais des fractals de masse (Dutartre 1993, Bartoli *et al.* 1991, 1996) (fig. VI. 6). Rappelons que nous avons caractérisé l'organisation des masses par une dimension fractale de masse (D_m) : (1) en utilisant la méthode des carrés emboîtés (échelle d'observation) et celle, complémentaire, des cordes (échelle de jauge) sur les micrographies MEB de lames minces de sols et (2) le modèle de Rieu & Sposito (1991) que l'on a systématiquement appliqué aux mesures de rétention d'eau et de porosimétrie mercure (voir chapitre III).

Figure VI. 7. Exemples de modélisations de l'évolution de la porosité en fonction de l'échelle d'observation, à partir des dimensions fractales de masse mesurées sur les photographies de blocs et les micrographies MEB de lames minces pour l'année 1991 et 1993. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Les micro-structures des horizons de surface étudiées (porosité de stockage et de transfert lent) peuvent toujours être décrites par des dimensions fractales de masse. Ce type de domaine fractal peut s'emboîter avec un domaine fractal de masse macrostructural (septembre 1991 : haut de la fig. VI. 7.) ou avec un domaine macrostructural non-fractal de masse (photogrammes des blocs des sols de 1993) (fig.VI. 7.).

Les quatre méthodes utilisées pour quantifier les dimensions fractales de masse sur les microstructures montrent :

- qu'il y a convergence de résultats pour les méthodes d'analyse d'image complémentaires des carrés emboîtés (échelle d'observation) et des cordes (échelle de jauge) ;
- qu'il n'y a pas d'évolution de la valeur de cette dimension fractale au cours d'une saison de culture ;
- que cet invariant d'échelle n'est pas discriminant pour les trois sous-unités pédologiques (tab. VI. 5.).

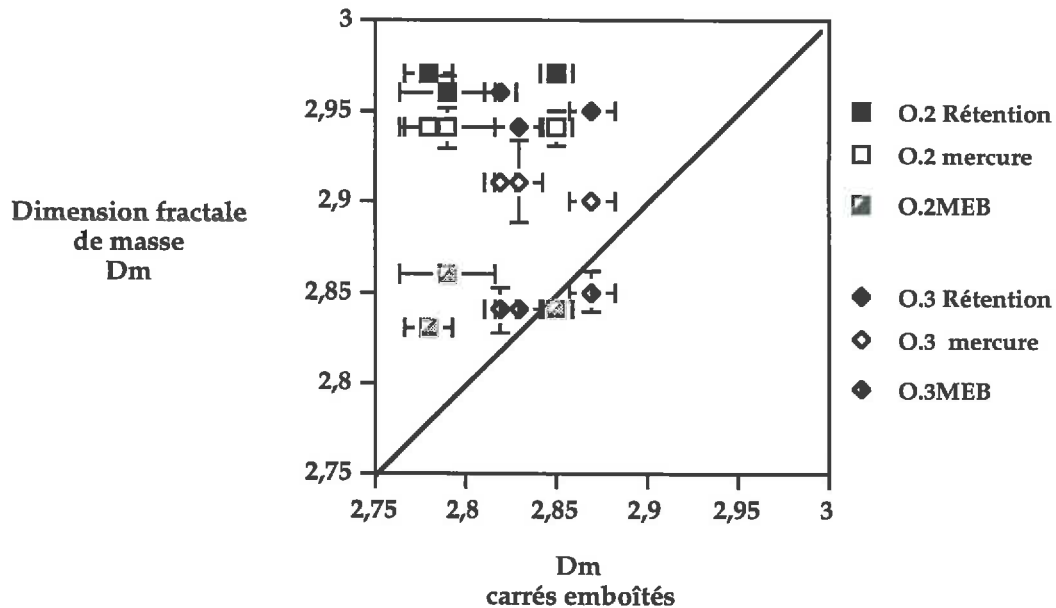
*Tableau VI. 5. Dimensions fractales de masse moyennes (et écarts-types) mesurées en 1993 à partir de méthodes distinctes (*modèle de Rieu et Sposito). Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.*

Dimension fractale de masse	MEB (carrés emboîtés)	* MEB (corde)	*Porosimétrie mercure	* Rétention d'eau
Sous-unité O.1			2,92 (0,02)	2,96 (0,02)
Sous-unité O.2	2,81 (0,06)	2,84 (0,02)	2,94 (0)	2,97 (0,01)
Sous-unité O.3	2,84 (0,04)	2,84 (0,01)	2,91 (0,01)	2,95 (0,01)

Les dimensions fractales de masse mesurées à partir des carrés emboîtés et à partir du modèle de Rieu et Sposito sur les données des lames minces sont également à peu près comparables (fig. VI. 8.).

Elles sont toujours inférieures à celles mesurées à partir des courbes de rétention d'eau et de porosimétrie par injection de mercure qui sont proches de 3 (tabl.VI. 5.).

Figure VI. 8. Comparaison entre les dimensions fractales de masse mesurées par la méthode des carrés emboîtés et celles mesurées à partir du modèle de Rieu et Sposito (1991). Les déviations standards sont reportées sur le graphique. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

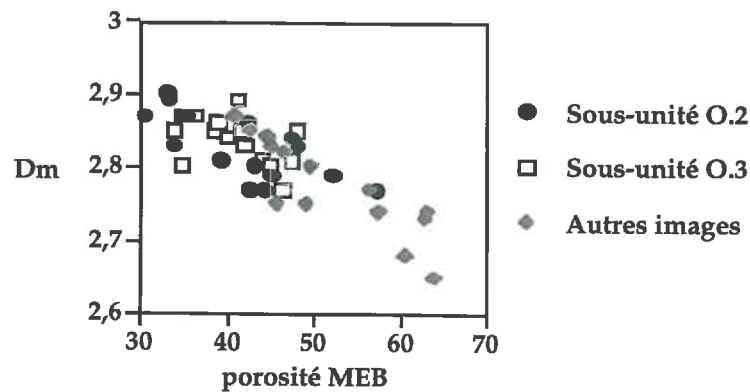


Pour expliquer ces différences, on peut émettre l'hypothèse que l'hétérogénéité d'un milieu n'est pas identique lorsqu'elle est mesurée en deux ou en trois dimensions (dans notre étude elle serait supérieure en deux dimensions).

On peut aussi évoquer l'influence de la porosité efficace mesurée à partir des courbes de rétentions d'eau et de mercure qui n'est pas équivalente à la porosité totale. En effet, les dimensions fractales de masse mesurées sur l'ensemble des solides des images ne tiennent pas compte du fait que dans les milieux poreux, toute la porosité n'est pas utilisée lors des processus de transfert et que certains pores se comportent comme des "masses". Cette porosité efficace et son agencement rendraient moins hétérogène l'organisation des "masses" qui correspondent alors au volume non utilisable pour la circulation des fluides (masse et pores sans issue).

Enfin, comme l'avait déjà montré Dutartre (1993) à partir d'analyses d'images de micrographies MEB de lames minces de sols sableux, il existe une corrélation négative entre la porosité (MEB) qui est mesurée sur le dernier carré de la méthode des carrés emboîtés et sa dimension fractale de masse ($r = -0,869$; $n = 60$; $p < 0,0001$). Cela signifie en fait que la dimension fractale de masse solide diminue de façon non-linéaire avec la porosité (fig. VI. 9.), comme le prévoit le formalisme fractal (Rieu & Sposito 1991, Bartoli *et al.* 1996).

Figure VI. 9. Evolution des dimensions fractales de masse en fonction de la porosité des photographies MEB de lames minces de sols limoneux. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



VI. 3. 3. Dimensions fractales d'interfaces solides-pores

Pour caractériser l'organisation fractale des interfaces solide-pores rappelons que nous avons calculé des dimensions fractales d'interfaces solide-pores (D_s) en utilisant les mêmes formalismes (voir chapitre III) appliqués à la méthode d'analyse d'image des cordes ainsi qu'aux données de rétention d'eau et de porosimétrie mercure (fig. VI. 11.).

Les valeurs de ces dimensions fractales, lorsqu'elles existent, nous informent sur le désordre et la rugosité de ces interfaces solides-pores (fig. V. 10.) qui joueraient un rôle important vis-à-vis des processus capillaires de rétention d'eau.

Les interfaces grains-pores des horizons de surface et les horizons illuviaux sous-jacents ont une rugosité importante qui s'organise en loi d'échelle fractale (fig. VI. 11.), caractérisée par des dimensions fractales d'interfaces solide-pores supérieures à 2,4 qui n'évoluent pas à l'échelle de la saison de culture, ou à celle de l'année (tab. VI. 6. et fig. VI. 13.).

Ces dimensions fractales d'interface sont toujours plus élevées dans les horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2 et dans les horizon illuviaux Btg, les plus argileux (tab. VI. 6.), ce qui traduit une plus grande flexibilité et rugosité de ces interfaces (fig. VI. 10.).

Figure VI. 10. Exemples de surfaces fractales (c,d,e) et non fractale (a,b).

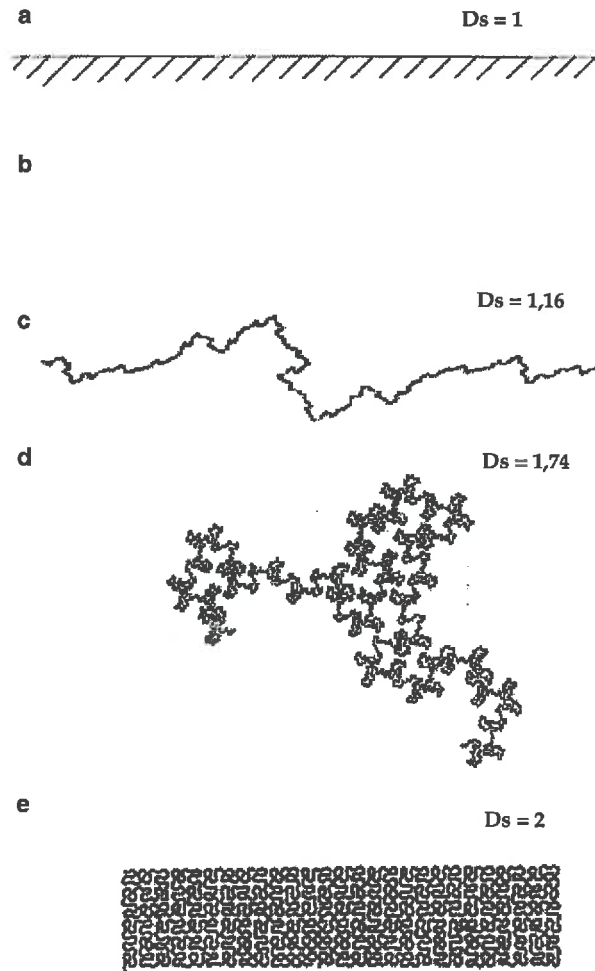
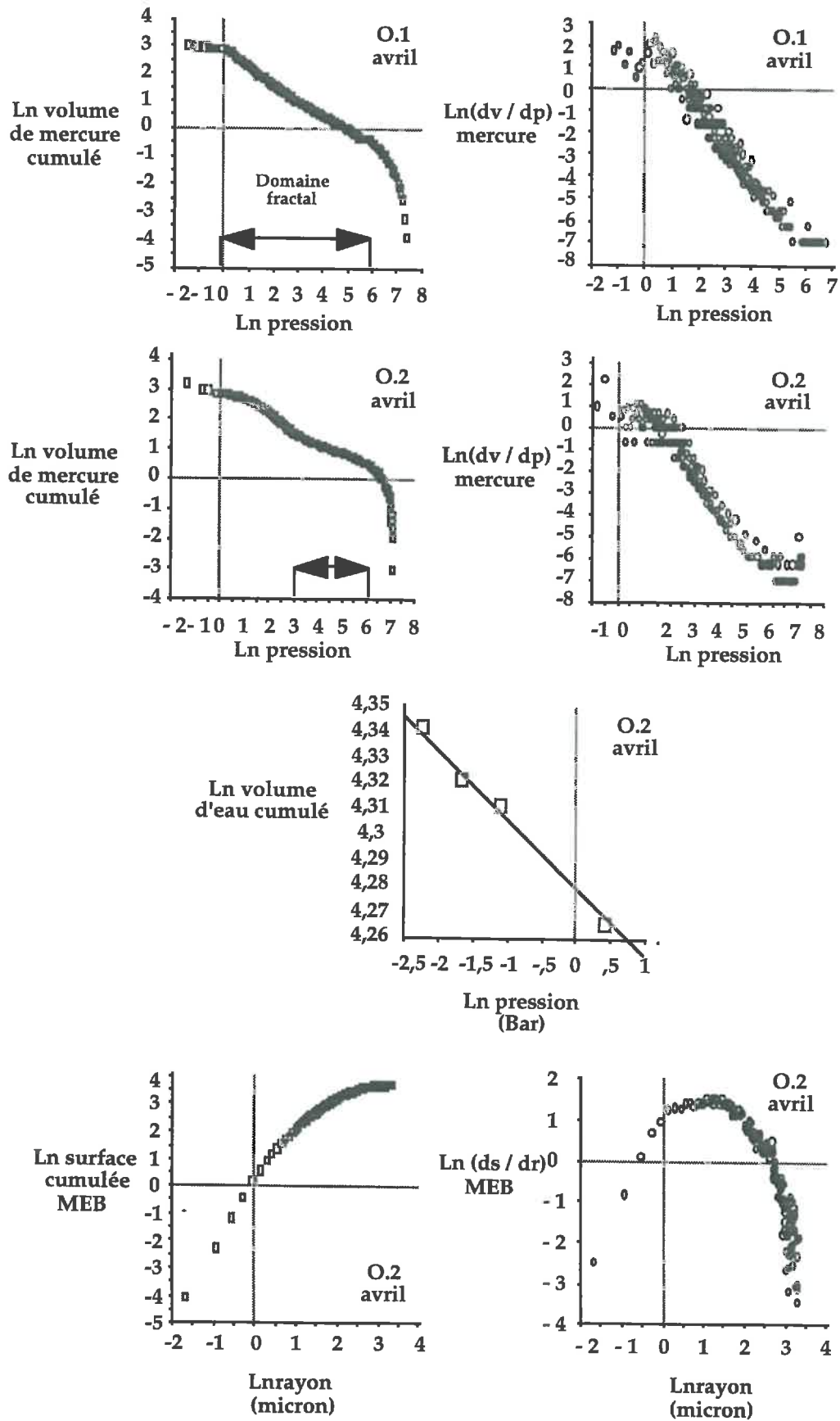


Tableau VI. 6. Dimensions fractales d'interfaces solides-pores moyennes (1993 et 1994 pour les horizons de surface) mesurées sur les données de porosimétrie mercure, de rétention d'eau et d'analyse d'image. Les écarts-types sont notés entre parenthèses. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.

Dimension fractale d'interfaces D_s	Rétention d'eau $n = 5$	Mercure $n = 5$	MEB (cordes) $n = 3$
Sous-unité O.1 Ap	2,88 (0,05)	2,61 (0,1)	----
Sous-unité O.2 Ap	2,91 (0,01)	2,7 (0,03)	2,47 (0,03)
Sous-unité O.3 Ap	2,83 (0,02)	2,65 (0,01)	2,45 (0,01)
Btg	2,95 (0,03)	2,71 (0,07)	----

Figure VI. 11. Exemples de graphes log-log utilisés pour les calculs de dimensions fractales d'interface solide-pores (D_s).



La signification physique de cet "effet argiles" sur ces valeurs d'invariants d'échelle serait la suivante : ces dimensions fractales élevées ne peuvent pas être attribuées aux surfaces relativement lisses des grains de quartz (micrographies MEB des lames minces de sols) qui sont très nombreux dans les sols limoneux. En effet, des mesures d'adsorption d'azote sur des quartz de différentes tailles ont montré que leurs dimensions fractales d'interface D_S étaient comprises entre 2,02 et 2,21 (Avnir *et al.* 1985).

De même Wong et Howard (1986) ont trouvé que les interfaces grains-pores de roches sédimentaires dépourvues d'argiles n'étaient pas fractales ($D_S = 2$) alors qu'elles le devenaient dès qu'elles renfermaient des argiles.

Par contre, des mesures d'adsorption d'azote sur des montmorillonites Ca, réputées très flexibles, de différentes tailles ont permis de démontrer que leurs interfaces solides-pores étaient très désordonnées, puisque caractérisées par une dimension fractale d'interface de 2,86 (Van Damme & Ben Ohoud 1989, Ben Ohoud & Van Damme 1990).

L'augmentation des valeurs de dimension fractale d'interface solides-pores en fonction de la teneur en argiles (rôle essentiel des smectites Ca, très flexibles : voir chapitres II et V), que ce soit en porosimétrie mercure ou en rétention d'eau (tab. VI. 6.), permet donc de caractériser l'augmentation de la rugosité fractale de ces interfaces solides-pores (fig.V. 10.).

Ces résultats convergent avec le fait que le rayon au seuil de percolation diminue en fonction de la teneur en argiles alors que, corrélativement, les distributions de volumes de pores obtenues par porosimétrie mercure et analyse d'image divergent plus (fig. VI. 2.).

Cette rugosité fractale d'interface solides-pores, à l'échelle des grains de quartz, occupe de plus en plus le volume interfacial et jouerait un rôle essentiel vis-à-vis des processus capillaires de rétention d'eau.

Cette augmentation de la dimension fractale d'interface solides-pores D_s avait déjà été observée à l'aide des courbes de rétention d'eau par Tyler & Wheatcraft (1990) puis, de façon beaucoup plus large par Brakensiek & Rawls (1992) pour une gamme très étendue de sols américains appartenant à 11 classes granulométriques. Nous avons également calculé cette dimension fractale d'interface solide-pores à partir des données de Petersen *et al.* (1996), établies sur une large gamme de sols limoneux danois.

Le rassemblement de ces résultats joints aux nôtres permet d'établir une loi générale : malgré sa variabilité, notamment dans le cas des sols très pauvres en argiles, la dimension fractale D_s augmente de façon non-linéaire, de 2,3 à 2,9, en fonction de la teneur en argiles, avec un palier correspondant à des dimensions fractales proches de 2,8-2,9 (fig. VI. 12.).

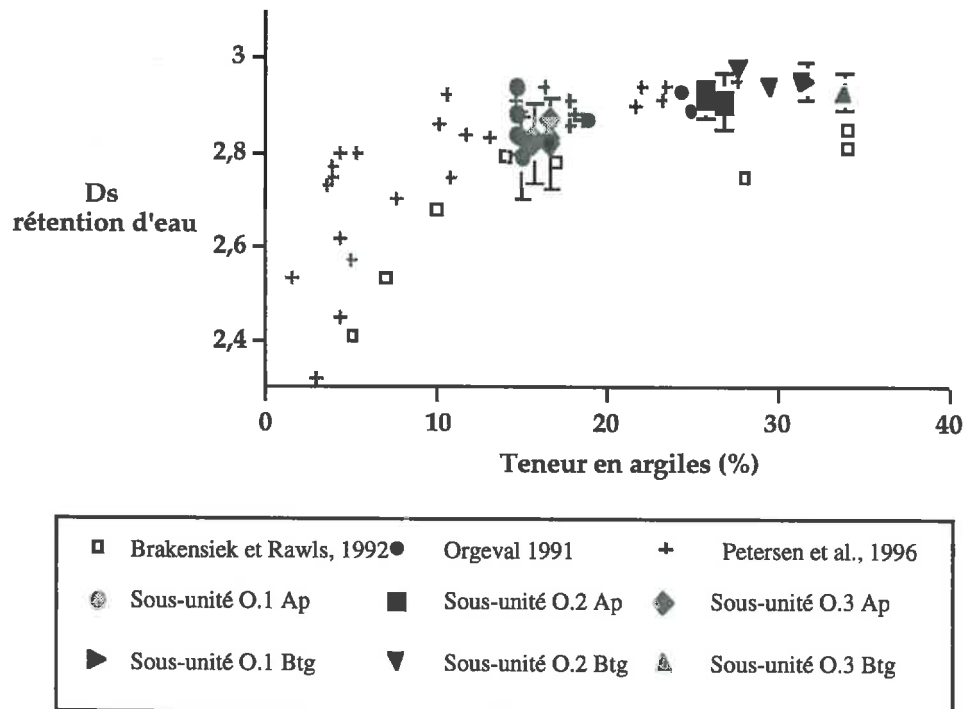
C'est ainsi que les dimensions fractales calculées à partir des courbes de rétention d'eau des sols tendent à être les plus basses (2,3 à 2,6) lorsque les sols sont les plus pauvres en argiles (2 à 4 %) (fig. VI. 12.), ce qui est attribuable à la présence d'interfaces fractales solide-pores peu rugueuses. Dans ces sols, les grains de quartz à surfaces très peu rugueuses prédominent.

L'importance des argiles sur cet invariant d'échelle des rugosités d'interfaces solides-pores pourrait être confirmé dans notre étude par le gradient croissant des valeurs de dimensions fractales que nous observons de l'analyse d'image à la porosimétrie mercure, puis à la rétention d'eau (tabl. VI. 6.).

En effet, en analyse d'image, nous n'avons pas accès aux interfaces réels, avec une résolution qui ne permet pas de mesurer les pores inférieurs à 0,4 μm de diamètre (les dimensions fractales d'interfaces que nous mesurons sont environ de 2,5).

Cette micro-porosité des domaines argileux est accessible par l'eau (courbes de rétention d'eau) et on mesure alors des rugosités plus élevées ($D_s = 2,83-2,95$, tabl. VI. 6.). Dans le cas de la rétention d'eau, l'augmentation de la dimension fractale d'interface serait aussi attribuable au processus de gonflement des argiles rendant ces interfaces plus désordonnées.

Figure VI. 12. Dimensions fractales d'interfaces solide-pores, calculées à l'aide des courbes de rétention d'eau, en fonction de la teneur en argile. Les données de Petersen et al., 1996 ont été ré-interprétées à partir du coefficient b du modèle de Campbell. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



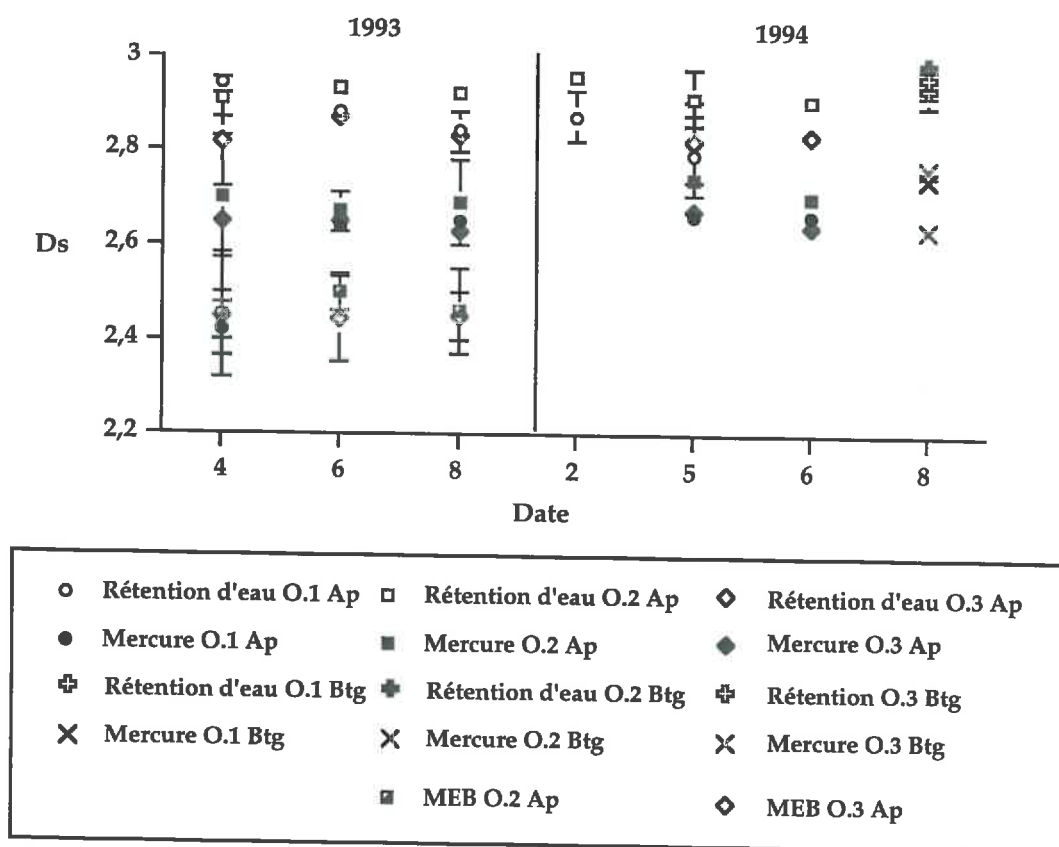
De plus, le constat que les dimensions fractales d'interfaces sont plus élevées dans le cas des mesures de rétention d'eau que dans celui de la porosimétrie par intrusion de mercure (tab. VI. 6.) pourrait être expliqué par le fait que le mercure est un liquide non mouillant qui recouvre mal les surfaces (à la différence de l'eau, qui est un liquide mouillant et qui recouvre donc relativement bien les interfaces solides-pores, permettant la mise en évidence de plus de détails sur les interfaces solides-pores).

Le caractère fractal d'un paramètre peut être observé sur l'ensemble de l'échelle d'observation ou uniquement sur un domaine de celle-ci (domaine fractal).

Dans notre étude, les dimensions fractales de masse et d'interfaces solide-pores ont été caractérisées par la méthode des carrés emboîtés et avec les courbes de rétention d'eau sur l'ensemble de l'échelle d'observation. Par contre, seul un domaine limité de l'échelle d'observation permet le calcul d'une dimension fractale pour les mesures effectuées sur les courbes de porosimétrie mercure. Ce domaine est plus grand pour les sous-unités les plus limoneuses (13 à 400 bars pour O.1, 19 à

400 bars pour O.3 et 28 à 400 bars pour O.2). Ainsi, seule l'interface des plus petits pores serait organisée en loi d'échelle ou alors ce sont les processus intervenants lors de l'injection du mercure dans les milieux poreux qui en sont responsables. En effet, on peut penser que les processus de percolation intervenant sur le remplissage des pores lors de l'injection de mercure ne relient pas un volume de pore à un rayon de pore : ce ne serait qu'aux fortes pressions qu'un volume remplis de mercure correspondrait à un rayon réel de pores permettant ainsi la mesure de l'hétérogénéité des interfaces.

Figure VI. 13. Evolution temporelle et comparaison des dimensions fractales d'interfaces solide-pores mesurées sur les courbes de rétention d'eau, sur les courbes de porosimétrie par injection de mercure et sur la distribution des volumes de pores des lames minces. O.1 = sous-unité colluvionnée limoneuse de bas de pente ; O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



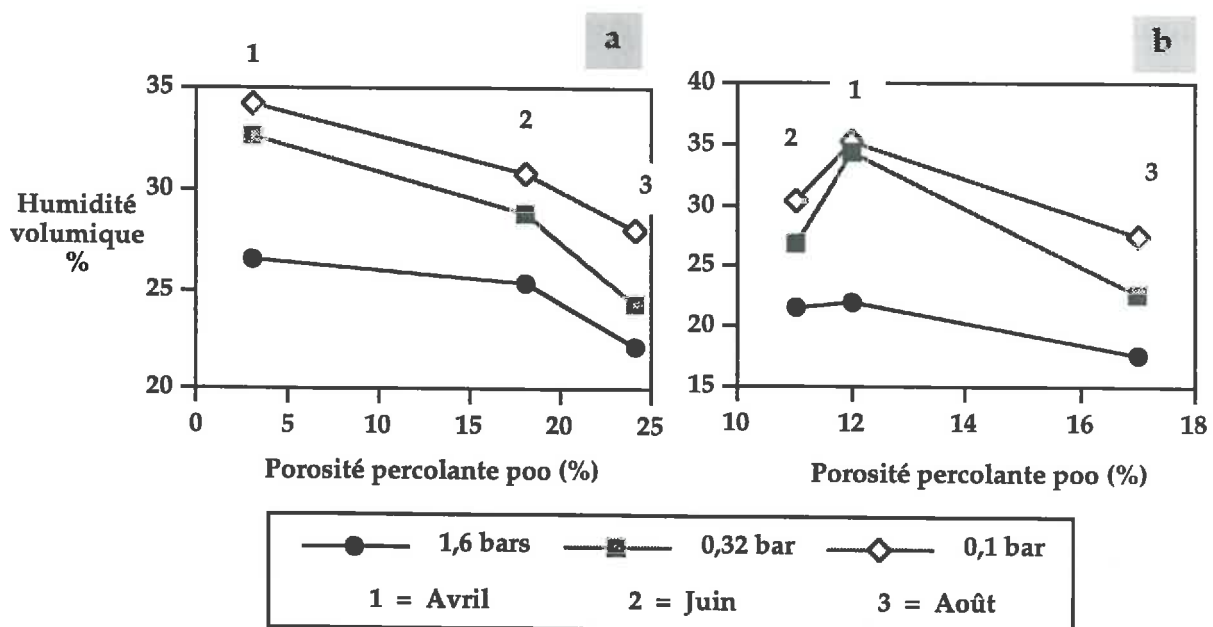
Enfin, les dimensions fractales d'interface solides-pores n'évoluent pas au cours du temps mais les divergences de résultats entre porosimétrie mercure et rétention d'eau sont moins prononcés en 1994 qu'en 1993 (fig. VI. 13.).

VI.4. Percolation et courbe de rétention d'eau

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, l'évolution de la porosité de stockage et de transfert lent, ainsi que la distribution des volumes de pores subissent des modifications modérées au cours de la saison de culture 1993 (fig. VI.3.). On observe en analyse d'image et en porosimétrie mercure une légère augmentation des pores les plus gros au détriment des pores les plus fins (de 1 à 15 μm). L'intensité des modifications ne semble pas apporter d'explications à l'évolution des courbes de rétention en eau au cours des saisons de culture. Rappelons que nous mesurons une diminution de la capacité de stockage totale associée à une diminution de la capacité de stockage aux fortes pressions.

La caractérisation de la connectivité des pores de la porosité de stockage et de la porosité de transfert a été développée au cours du chapitre précédent (paragraphe V. 3. 4.). Par le biais de l'analyse d'image, nous avons mesuré l'augmentation de la connectivité entre les pores : celle-ci pourrait expliquer en partie l'augmentation de la porosité totale mesurée en porosimétrie mercure ainsi que la diminution de la capacité de stockage en eau (fig. VI. 14.). Cette augmentation de la porosité percolante associée à des pores légèrement plus grands favoriserait la vidange de l'eau ou la pénétration du mercure à travers les milieux poreux.

Figure VI. 14. Relation entre la porosité percolante P_{α} mesurée par analyse d'image et l'humidité volumique mesurée à différentes pressions au cours de l'année 1993. O.2 = sous-unité de mi-pente, tronquée par l'érosion et plus argileuse ; O.3 = sous-unité limoneuse de plateau.



Bien que nos résultats soulignent que l'augmentation de la connectivité pourrait expliquer la diminution de la capacité de stockage sur l'ensemble de la courbe pour la sous-unité de mi-pente O.2 (fig. VI. 14.a), il semble qu'elle expliquerait préférentiellement la diminution du volume des pores constatée aux fortes pressions (fig. VI.14.b) pour la sous-unité de plateau O.3.

VI. 5. Conclusion

Les caractéristiques géométriques à des échelles microscopiques ont été reliées à leurs propriétés de transfert lent à des échelles centimétriques.

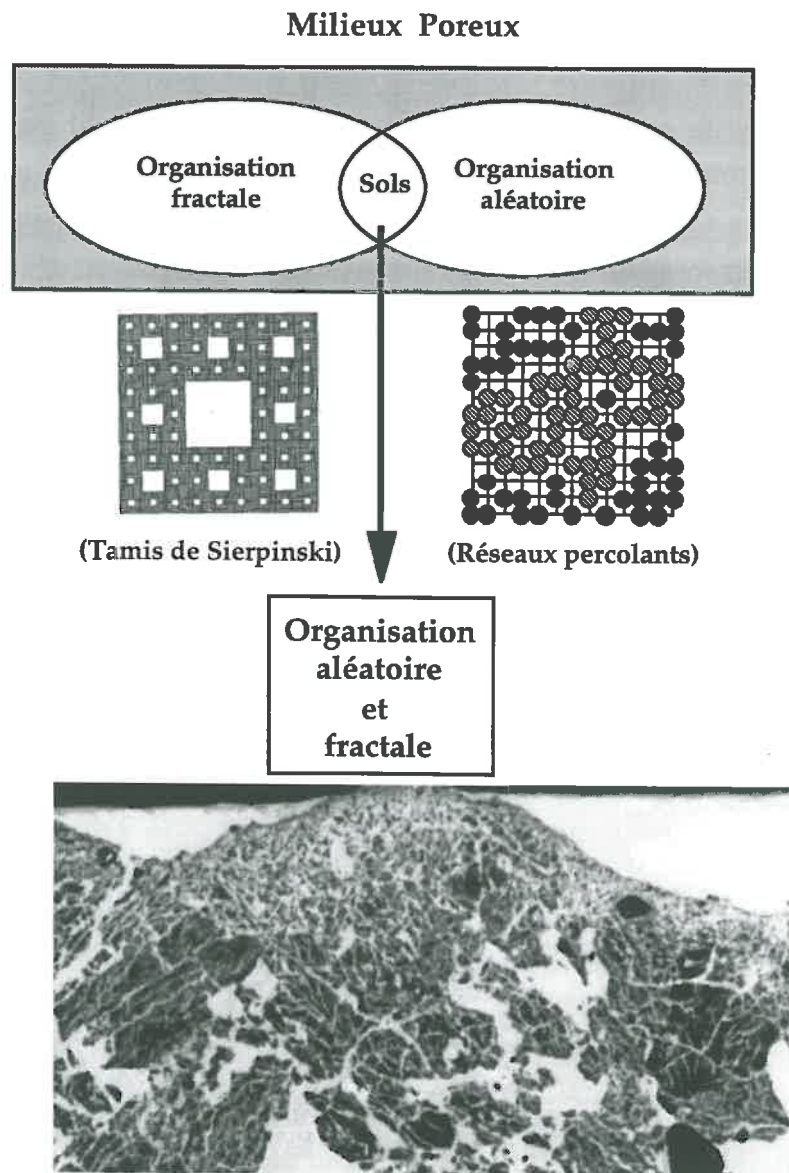
Nos résultats sont d'ordre fondamental et portent tout d'abord sur une **meilleure connaissance des structures des sols limoneux et de leurs propriétés de transfert.**

C'est ainsi qu'à la suite de plusieurs physiciens des sols nous avons pu démontrer que **les pores ne sont pas des tubes capillaires parallèles mais des pores de tailles différentes interconnectés à géométries complexes.**

La porosité percolante ou effective inter-grains et inter-microagrégats correspond à un immense **réseaux de pores interconnectés** dans lequel peut s'effectuer les transferts lents. Nous avons pu valider cette hypothèse en montrant que la valeur d'humidité volumique du sol à un potentiel matriciel donné diminue au cours des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation en fonction de cette porosité percolante. De même, grâce aux travaux des physiciens des roches sédimentaires, **l'essentiel des données obtenues par porosimétrie mercure a pu être interprété en terme de percolation.**

De façon complémentaire, **nous avons pu démontrer que la connectivité des pores et l'hétérogénéité des structures sont associées** (fig. VI. 15.). Ces hétérogénéités structurales ont été décrites à l'aide d'invariants d'échelle (dimensions fractales de masse et d'interface) sur des domaines limités de l'échelle d'observation. Cependant, la géométrie fractale et la théorie de la percolation ne peuvent s'appliquer strictement à l'étude des milieux poreux tels que les sols : en théorie, la géométrie fractale s'applique sur un domaine illimité de l'échelle d'observation et la théorie de la percolation repose sur des processus d'agrégation purement aléatoire d'objets.

Figure VI. 15 . Les sols sont des milieux poreux dont les propriétés structurales et hydriques peuvent être décrites en partie par la géométrie fractale et la théorie de la percolation.



Les dimensions fractales d'interfaces mesurées avec trois méthodes différentes ne sont pas identiques mais elles évoluent pour la rétention d'eau et la porosimétrie mercure dans le même sens en fonction de la teneur en argiles. Le décalage mesuré entre les méthodes peut s'expliquer à la fois par des processus de gonflement et par les phénomènes liés à la connectivité des pores (Perrier 1995, Perrier *et al.* 1995) mais également à la difficulté pour le mercure de recouvrir les surfaces dans le cas de la porosimétrie mercure.

L'impact de la teneur en argiles sur les relation structure-transfert a été établie à l'aide des trois approches physiques utilisées (distribution volumique des pores, géométrie fractale et connectivité).

Les horizons de surfaces les plus argileux sont caractérisés par des seuils de percolation plus petits au niveau du volume poral lacunaire et par des interfaces solides-pores plus élevées. Ces deux caractéristiques structurales sont attribuables aux revêtements et au pontage des grains limoneux de quartz par des microagrégats argileux dont les surfaces sont flexibles et très désordonnées.

La rugosité fractale d'interface solides-pores jouerait un rôle essentiel vis à vis des processus capillaires de rétention.

Enfin les dimensions fractales d'interfaces solides-pores et de masse **n'évoluent pas au cours du temps**. Ceci signifierait que les hétérogénéités structurales (masse et interface) dépendent surtout de la teneur en argiles.

A l'opposé, la porosité percolante ou effective augmente au cours des cycles humectation-dessiccation ce qui permet en partie d'expliquer la baisse de capacité à retenir l'eau à un potentiel donné.

CHAPITRE VII

Conclusion

VII. CONCLUSION

La résistance des sols aux agressions bioclimatiques et anthropiques (pratiques culturales, utilisation d'engrais azotés et de produits phytosanitaires) et le rôle plus ou moins régulateur de la couverture pédologique vis-à-vis de la genèse des crues, de la pollution diffuse et du transfert rapide des micropolluants des sols aux eaux de surface sont largement dépendants du mode d'organisation des structures et de leurs dynamiques temporelles.

La modélisation des propriétés hydriques des sols et de leurs dynamiques, passe donc par une meilleure compréhension des liens qui existent entre les structures et les transferts, ce qui était l'objectif principal de cette thèse.

Pour cela, l'identification et la caractérisation, à différentes échelles, des variabilités spatiales et temporelles des géométries et des propriétés hydriques des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse du Bassin Parisien (bassin versant d'Orgeval, Brie) ont été effectuées.

L'étude des relations structures-transferts a été réalisée à l'aide d'approches statistiques et géostatistiques et d'approches physiques unificatrices (distribution volumique des pores, approche fractale et théorie de la percolation).

Variabilité spatiale des caractéristiques texturales, structurales et hydriques des horizons de surface

L'étude spatiale des sols lessivés (représentant 80 à 90 % de la surface du bassin versant de l'Orgeval) a permis de mettre en évidence trois sous-unités pédologiques dont les horizons de surface se différencient par leurs caractéristiques géomorphologiques et texturales.

Cette organisation en toposéquences des horizons de surface est due à des processus d'érosion (sous-unité de mi-pente anciennement tronquée par l'érosion, érosion différentielle sub-actuelle des zones de plateau et de mi-versant) et de redistribution de matières (colluvionnement de bas de pente).

L'opposition texturale existant entre les horizons de surface de la sous-unité de mi-versant, les plus argileux, et ceux des sous-unités de plateau et de bas de pente, les plus limoneux, se retrouve au niveau de leurs caractéristiques structurales et hydriques.

C'est ainsi que les valeurs de porosité totale et de macroporosité de la sous-unité de mi-pente, la plus argileuse, sont les plus importantes et que, corrélativement, la conductivité hydraulique à saturation y est la plus élevée. Les horizons de surface de la sous-unité la plus argileuse sont également les plus stables à la désagrégation à l'eau et sont ceux qui stockent la plus grande quantité d'eau aux fortes succions.

A l'opposé, les horizons de surface des sous-unités les plus limoneuses ont, à l'échelle des microstructures, les pores de plus grandes tailles ce qui permet à l'eau de pénétrer plus rapidement dans les agrégats, lorsque ceux-ci sont secs ou partiellement saturés (processus d'éclatement).

La variabilité spatiale des propriétés texturales, structurales et hydriques de la couverture pédologique limoneuse a été étudiée à l'échelle d'une toposéquence du bassin versant de Mélarchez, sous-bassin de celui d'Orgeval. L'utilisation d'une approche unificatrice combinant les outils pédologiques classiques, les géostatistiques et la géométrie fractale montre que l'organisation spatiale de ces propriétés est différente suivant le type de caractéristique pédologique et la sous-unité considérée.

C'est ainsi que les variations à longue distance, telle l'organisation toposéquentielle en trois sous-unités pédologiques, permettent largement d'expliquer les variabilités spatiales des teneurs en argiles, modélisées par des processus browniens fractals de type persistant.

A l'opposé, ce sont les variations à courte distance, telle l'organisation locale des mottes de sol liée aux pratiques culturales ou celle de dépôts et de croûtes liée au ruissellement, qui permettent d'expliquer les variabilités spatiales des porosités et des humidités volumiques, paramètres à faibles variabilités statistiques, et de la conductivité hydraulique à saturation, paramètre "dynamique" à forte variabilité statistique.

L'effet sous-unité pédologique porte sur l'extension du domaine fractal, c'est à dire de la zone dans laquelle chacun de ces paramètres structuraux et hydriques obéit à une loi d'échelle relativement chaotique de type fractal anti-persistant : pour la porosité et l'humidité volumique (corrélées spatialement) ce domaine fractal est relativement étendu (20 à 40 mètres) dans le cas des horizons de surface de mi-pente, les plus argileux, alors qu'il est restreint (1 à 3 mètres) dans le cas des horizons de surface de bas de pente, les plus limoneux.

Il sera donc très difficile d'interpoler et de modéliser ces propriétés structurales et hydriques le long des toposéquences.

Néanmoins, l'effet sous-unité pédologique vis-à-vis des propriétés texturales, structurales et hydriques de ces sols limoneux a été identifié, ce qui nous a permis d'étudier les relations structures-transferts au niveau de sites métriques, situés dans les zones médianes de ces trois sous-unités pédologiques.

Enfin, bien que nous ayons choisi d'étudier ces relations structures-transferts au sein des horizons de surface d'une même parcelle de culture (homogénéisation des pratiques culturales) les variabilités spatiales à courte distance des propriétés structurales et hydriques, liées à des paramètres non-pédologiques telles les pratiques culturales, ont été sous-estimées. Une meilleure prise en compte de cette variabilité aurait nécessité un échantillonnage plus important et de nombreuses répétitions dans l'espace et dans le temps afin aboutir à des résultats plus sûrs.

Les horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Brie : milieux poreux complexes régulant, à différentes échelles, les transferts

Les sols sont des réacteurs biogéochimiques dont il faut bien caractériser les géométries complexes qui réguleraient les transferts à différentes échelles.

La structure des sols peut être décrite, à différentes échelles d'observation, en utilisant les concepts de la géométrie fractale et de la théorie de la percolation. Nous avons ainsi démontré que les sols sont des milieux poreux fractals constitués de pores interconnectés, de différentes tailles et à géométries complexes.

L'organisation des masses (grains et microagrégats) et des interfaces solides-pores, caractérisées à partir d'invariants d'échelle de type fractal n'évoluent pas sous l'action des cycles humectation dessiccation mais sont spécifiques à chacune des trois sous-unités pédologiques.

Ces invariants structuraux dépendraient donc des énergies élémentaires d'adhésion et d'agrégation des particules des sols, elles-mêmes fonction de la texture des sols et plus particulièrement de leur teneur en argiles.

D'autre part, les pores inter-grains et inter-microagrégats ne sont pas des tubes capillaires parallèles identiques mais des pores à géométries complexes dont le degré de connectivité, quantifié par analyse d'image, explique les données de porosimétrie mercure (seuils de percolation) et de rétention d'eau. Ce degré de connectivité serait fonction du type de sous-unité pédologique et du temps.

Ces résultats, à l'échelle des microstructures, nous ont aussi permis d'étudier l'impact des géométries du sol sur la régulation de ces processus de transferts lents, que ce soit ceux d'un fluide non mouillant, le mercure, ou ceux d'un fluide mouillant, l'eau.

Dynamique temporelle des structures et des propriétés hydriques des horizons de surface

Les propriétés structurales et hydriques des horizons de surface de ces sols limoneux évoluent au cours du temps sous l'action des cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation.

Au cours d'une saison de culture, la porosité totale reste stable dans la sous-unité la plus argileuse alors qu'elle augmente dans les sous-unités les plus limoneuses.

La dynamique temporelle des macrostructures (porosité de transfert rapide) se traduit par une légère réorganisation des pores les plus gros au profit des pores les plus petits dans la sous-unité de mi-pente, la plus argileuse, et par une augmentation de la porosité de transfert dans la sous-unité limoneuse de plateau.

Parallèlement, nous enregistrons une diminution de la conductivité hydraulique à saturation dans toutes les sous-unités que l'évolution et la réorganisation de la porosité ne peut expliquer. Ces sols limoneux sont très sensibles à la battance et à la formation de croûtes en surface qui seraient à l'origine de cette réduction des valeurs de conductivité hydraulique.

A l'échelle des microstructures (porosité de stockage et de transfert lent), nous observons une légère réorganisation des volumes de pores les plus petits au profit des pores les plus gros et une augmentation de la connectivité des pores que nous pouvons expliquer par des processus de fissuration induits au cours des cycles humectation-dessiccation. De plus, les dimensions fractales d'interfaces solides-pores et de masse n'évoluent pas au cours du temps. Ceci signifierait que les hétérogénéités structurales (masse et interface) dépendent surtout de la teneur en argiles.

Durant la même période, nous avons identifié une baisse de la capacité de rétention en eau qui peut être corrélée en partie à cette augmentation de la connectivité des pores percolants au sein desquels peut s'effectuer le transfert.

Enfin, au cours des périodes de dessèchement les plus longues, nous mesurons une augmentation de la stabilité des agrégats qui pourrait être expliquée par une cohésion plus importante entre les particules et une diminution de l'aptitude des sols à se mouiller.

Etude des relations structures-transferts

Une corrélation spatiale négative entre l'humidité volumique du sol et la porosité a tout d'abord été clairement établie pour l'ensemble des horizons de surface ($n = 130$), échantillonnés le long d'un transect de 375 mètres disposé selon la ligne de plus grande pente. Les horizons de surface des sous-unités pédologiques de plateau et de mi-pente sont ainsi plus poreux et, corrélativement, moins humides que ceux de la zone colluvionnée de bas de pente.

Cette relation inverse entre l'humidité volumique et la porosité a été attribuée à des transferts d'eau essentiellement latéraux, avec un drainage plus rapide au sein des sols des sous-unités pédologiques de plateau et de mi-pente, les plus poreux à cette période de l'année.

Cette hypothèse de relation existant entre la porosité, la connectivité des pores et la capacité des sols à drainer a été effectivement validée par le fait que la conductivité hydraulique en milieu saturé est corrélée avec la porosité.

Cette hypothèse de relation existant entre la porosité, la connectivité des pores et la capacité des sols à drainer, ainsi partiellement validée, a été à nouveau testée à l'aide de l'approche géostatistique et fractale révélant des autocorrélations spatiales subtiles entre la porosité et l'humidité et d'une approche physique appliquée à l'étude de ces relations structures-transferts.

L'étude de l'impact des géométries du sol sur la régulation des transferts est complexe, notamment par le fait que les échelles d'observation (type taille des cylindres de sols) et les jauges géométriques (type rayons de pores) utilisées pour les caractérisations des structures des sols diffèrent très souvent de celles employées pour les déterminations de leurs propriétés hydriques.

De plus, les mesures en analyse d'image sont effectuées en deux dimensions alors qu'elles le sont en trois dimensions pour la rétention d'eau et la porosimétrie mercure : on présume alors de l'isotropie de la distribution des pores sur les lames minces. Enfin, les structures caractérisées par analyse d'image et par porosimétrie mercure sont sèches alors qu'elles sont humides dans le cas des mesures de rétention d'eau.

Par contre, la gamme de rayons de pores permettant de retenir le mercure ou l'eau correspond sensiblement à celle des rayons de pores de stockage et de transferts lents que nous avons caractérisée sur les micrographies MEB de lames minces de sols.

Dans le domaine des pores de stockage et de transferts lents, l'approche physique unificatrice basée sur les distributions des volumes de pores en fonction de leurs rayons équivalents n'est pas applicable, car elle repose sur des hypothèses trop simplificatrices. En effet, les pores inter-grains et inter-microagrégats ne sont pas des tubes capillaires parallèles identiques mais des pores à géométries complexes dont les degrés de constriction et de connectivité permettent d'expliquer les divergences de résultats observés par analyse d'image et par porosimétrie mercure (structures sèches).

La compréhension des courbes de rétention d'eau est encore plus délicate du fait que les structures des sols sont humides et que de nombreux paramètres physiques, notamment géométriques, contrôlent ces processus de drainage. Il a été néanmoins identifiée une relation positive entre la porosité percolante, déterminée à des échelles microscopiques, et la capacité du sol à retenir l'eau, déterminée à des échelles d'observation centimétriques, près d'un million de fois plus élevées. Cette augmentation de la porosité percolante favorisant la vidange de l'eau, fluide mouillant, rend également plus facile la pénétration du mercure, fluide non mouillant, à travers ces milieux poreux très complexes.

C'est ainsi que les horizons de surfaces les plus argileux sont caractérisés par des seuils de percolation plus petits au niveau du volume poral lacunaire et par des interfaces solides-pores plus élevées. Ces deux caractéristiques structurales sont attribuables aux revêtements et au pontage des grains limoneux de quartz par des microagrégats argileux dont les surfaces sont flexibles et très désordonnées.

La rugosité fractale d'interface solides-pores jouerait ainsi un rôle essentiel vis à vis des processus capillaires de rétention.

Géométries des sols et régulation des transferts : perspectives de recherche

Certains résultats issus de ce travail peuvent être directement appliqués à l'étude et la compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin versant d'Orgeval et par généralisation à d'autres bassins versants de la couverture pédologique limoneuse du Bassin Parisien.

Nous avons ainsi observé une diminution inter- et intra-annuelle de la capacité de rétention en eau dans les horizons de surface des sols limoneux. A la lumière de nos résultats, il est cependant difficile d'imputer cette diminution à des processus irréversibles d'agrégations des grains de quartz plus ou moins pontés par des domaines argileux plutôt qu'aux pratiques culturales. Il est donc nécessaire de suivre l'évolution de cette capacité de rétention en eau sur plusieurs années : l'analyse des résultats des années 1995 et 1996 est actuellement en cours d'exploitation et fournira des éléments de réponse à cette question.

A court terme, les sous-divisions mises en évidence au sein de la couverture pédologique ainsi que leur évolution temporelle entre avril et août peuvent aussi être intégrées dans les modèles pluies-débits décrivant le fonctionnement du bassin versant de l'Orgeval.

A plus long terme, il serait judicieux d'introduire dans ces modèles les invariants d'échelles obtenus par la géométrie fractale.

A l'issue de cette étude, certaines perspectives de recherche permettraient d'affiner certains protocoles, de compléter des résultats préliminaires et d'affirmer certaines hypothèses. Il serait notamment opportun de résoudre certains problèmes d'ordre technique ou/et scientifique :

1) - Nous avons mis en évidence des différences entre les dimensions fractales de masse mesurées sur les photographies MEB des lames minces par la méthode des carrés emboîtés et celles mesurées à partir des courbes de rétention d'eau et de mercure. Nous avons émis l'hypothèse que ces différences pouvaient être expliquées par le fait qu'en analyse d'image, tous les pores étaient considérés comme ayant la même fonction, alors que certains ne sont pas "efficaces" lors de la circulation des fluides : afin de vérifier cette hypothèse, il serait nécessaire d'extraire la porosité percolante sur les images du reste de la porosité.

2) - Une réduction de la mouillabilité des surfaces a été évoquée afin d'expliquer l'augmentation de la stabilité des agrégats à l'eau : ce phénomène pourrait être approfondi et étudié sur les sols tamisés de nos prélèvements saisonniers, en mesurant des pressions capillaires comme nous l'avons exposé dans le paragraphe V. 4. 2.

3) - A plus long terme il serait important de valider par un plus grand nombre d'échantillons les relations qui existent entre certains paramètres, notamment :

- la porosité percolante mesurée par analyse d'image et la porosité totale mesurée en porosimétrie mercure ;
- la porosité percolante et la capacité de stockage en eau des sols à différentes pressions;

- la porosité percolante mesurée en deux dimension et la porosité percolante mesurée en trois dimensions.

4) - Enfin, il serait particulièrement intéressant de connaître les relations qui existent entre la porosité percolante et l'hétérogénéité des sols, afin de développer un modèle intégrant les dimensions fractales de masse ou d'interfaces associées à la connectivité du milieu.

In fine, ce travail pluridisciplinaire permet d'envisager des perspectives de recherches nouvelles en matière d'environnement intégrant réellement, ce qui n'est pas encore le cas dans ce travail, les échelles d'observation régionales (approches pédologique, fractale appliquée aux traitements géostatistiques...) et les échelles locales (approches physiques unificatrices : distribution volumique des pores, approche fractale et théorie de la percolation appliquée à ces milieux poreux complexes que sont les sols).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abu-Sharar, T. M., Bingham, F. T. & Rhoades, J. D. (1986).** Reduction in hydraulic conductivity in relation to clay dispersion and disaggregation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **51** : 342-346.
- Adler, P. M. (1992).** *Porous media : geometry and transports*. Butterworth-Heinemann.
- Amellal, N. (1996).** *Rôle des bactéries productrices d'exopolysaccharides dans la rhizosphère du blé dur*. Thèse de 3ème cycle, Université de Nancy I.
- Anderson, S. H. & Cassel, D. K. (1986).** Statistical and autoregressive analysis of soil physical properties of Portsmouth sandy loam. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **50** : 1096-1104.
- Anderson, S. H., Gantzer, C. J., Boone, J. M. & Tully, R. J. (1988).** Rapid nondestructive bulk density and soil-water content determination by computed tomography. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* **52** : 35-40.
- Armstrong, A. C. (1986).** On the fractal dimensions of some transient soil properties. *J. Soil Sci.* **37** : 641-652.
- Attou, F. (1996).** *Etude expérimentale d'assemblages squelette-argile : apport à la compréhension du comportement physique des sols*. Thèse de 3ème cycle, Université d'Orléans.
- Audiguier-Marcel, M. & Delage, P. (1987).** Etude microscopique et porosimétrie de sols fins naturels dans une perspective géotechnique. In *Soil Micromorphology, Proceedings of the VIIth International Working Meeting on Soil Micromorphology* (N. Fedoroff, L. M. Bresson & M. A. Courty eds.), Paris, July 1985, pp. 493-500.
- Auger, P., Baudry, J. & Fournier, F. (1992).** *Hiérarchies et échelles en écologie*. Naturalia Publications, Cahors.
- Avnir, D., Farin, D. & Pfeifer, P. (1985).** Surface geometric irregularity of particulate materials : the fractal approach. *Journal of colloid and Interface Science* **30** : 112-123.
- Baker, F. G. & Bouma, J. (1976).** Variability of hydraulic conductivity in two subsurface horizons of two silt loam soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **40** : 219-221.
- Bartoli, F., Philipppy, R. & Burtin, G. (1988).** Aggregation in soils with small amounts of swelling clays. I. Aggregate stability. *J. Soil Sci.* **39** : 593-616.
- Bartoli, F., Phillipppy, R., Doirisse, M., Niquet, S. & Dubuit, M. (1991).** Structure and self-similarity in silty and sandy soils : the fractal approach. *J. Soil Sci.* **42** : 167-185.

- Bartoli, F., Philippy, R. & Burtin, G. (1992a).** Influence of organic matter on aggregation in Oxisols rich in gibbsite or goethite. I. Structure : the fractal approach. *Geoderma* 54 : 231-257.
- Bartoli, F., Burtin, G. & Guérif, J. (1992b).** Influence of organic matter on aggregation in Oxisols rich in gibbsite or in goethite. II. Clay dispersion, aggregate strength and water-stability. *Geoderma* 54 : 259-274.
- Bartoli, F., Philippy, R., Portal, J. M. & Gérard, B. (1992c).** Poorly ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion and soil aggregation. I. Effect of humic macromolecules on surface and colloidal properties of Fe (III) polycations. *J. Soil Sci.* 43 : 47-58.
- Bartoli, F., Philippy, R. & Burtin, G. (1992d).** Poorly ordered hydrous Fe oxides, colloidal dispersion and soil aggregation. II. Modification of silty soil aggregation with Fe (III) polycations and model humic macromolecules. *J. Soil Sci.* 43 : 59-75.
- Bartoli, F., Burtin, G., Royer, J. J., Gury, M., Gomendy, V., Philippy, R., Levandier, T. & Gafrej, R. (1995).** Spatial variability of topsoil characteristics within one silty topsoil type. Effects on clay migration. *Geoderma* 68 : 279-300.
- Bartoli, F., Dutartre, Ph., Gomendy, V., Niquet, S., Dubuit, M. & Vivier, H. (1996).** Fractals and soil structure. In *Fractals and Chaos in Soil Science* (P. Baveye, J.Y. Parlange & B. A. Stewart eds.). *Advances in Soil Science*, à paraître.
- Baudry, J. (1992).** *Introduction générale.* In *Hiérarchies et échelles en Ecologie* (P. Auger, J. Baudry & F. Fournier eds.). Naturalia Publications, Cahors, pp. 9-18.
- Ben Ohoud, M. & van Damme, H. (1990).** The fractal texture of swelling clays. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 311, Series II, 665-670.
- Bird, N. R. A., Bartoli, F. & Dexter, A. R. (1996).** Water retention models for fractal soil structures. *European J. Soil. Sci.* 47 : 1-6.
- Boiffin, J. (1984).** *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies.* Thèse de 3ème cycle, INA-PG, Paris.
- Boiffin, J. & Monnier, G. (1986).** Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In *Assessment of soil surface sealing and crusting* (F. Callebaut, D. Gabriels & M. De Boodt eds.). Flanders Research Center for Soil Erosion and Soil Conservation, Ghent, pp. 210-217.
- Boiffin, J., Guérif, J. & Stengel, P. (1990).** Les processus d'évolution de l'état structural du sol : quelques exemples d'études expérimentales récentes. In *La structure du sol et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur* (J. Boiffin & A. Marin-Laflèche eds.), INRA Editions, Paris, pp. 37-69.

- Bornand, M., Favrot, J. C., Bonfils, P., Legros, J. P. & Voltz, M. (1993).** Rapport d'activités : équipe "spatialisation", Centre de Recherches de Montpellier, Unité de Sciences du Sol, INRA-ENSA, pp. 11-23.
- Bouma, J. (1982).** Measuring the hydraulic conductivity of soil horizons with continuous macropores. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **46** : 438-441.
- Bouma, J. & Kooistra, M. J. (1987).** Soil morphology and soil water movement. In *Micromorphologie des sols, actes de la 7ème réunion internationale de micromorphologie des sols* (N. Fedoroff, L. M. Bresson & M. A. Courty eds.), Paris, juillet 1985. AFES, Plaisir (France), 1987. pp. 507-511.
- Brakensiek, D. L. & Rawls, W. J. (1992).** Comments on "fractal processes in soil water retention" by Scott W. Tyler and Stephen W. Wheatcraft. *Water Resources Research* **28** : 601-602.
- Braudeau, E. (1987).** Mesure automatique de la rétraction d'échantillons de sols non remaniés. *Science du Sol* **25** (2) : 85-93.
- Bresson, L. M. & Boiffin, J. (1990).** Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma* **47** : 301-325.
- Bresson, L. M. & Moran, C. J. (1995).** Structural change induced by wetting and drying seedbeds of a hardsetting soil with contrasting aggregate size distribution. *European J. Soil Sci.* **46** : 205-214.
- Brewers, R. (1964).** *Fabric and mineral analysis of soils*. John Wiley & Sons, New York.
- Brewers, R. (1979).** Relationships between particle size, fabric and other factors in some Australian soils. *Aust. J. Soil Res.* **17** : 29-41.
- Brooks, R. H. & Corey, A. T. (1964).** Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.* **3**, Colorado State University, Fort Collins.
- Bruand, A. & Prost, R. (1987).** Effect of water content on the fabric of a soil material : an experimental approach. *J. Soil Sci.* **38** : 461-472.
- Bruand, A., Braudeau, E. & Fritsch, E. (1990).** Evolution de la géométrie de l'espace poral des sols lors du passage du domaine ferrallitique au domaine ferrugineux et hydromorphe. Exemple du bassin de Booro Borotou (Côte d'Ivoire). In *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide*, Equipe HYPERBAV, ORSTOM, Paris, pp. 137-145.
- Bruand, A., D'Acqui, L. P., Nyamugafata, P., Darthout, R. & Ristori, G. G. (1993).** Analysis of porosity in a tilled "crusting soil" in Zimbabwe. *Geoderma* **59** : 235-248.

- Bruand, A., Duval, O., Gaillard, H., Darthout, R. & Jamagne, M. (1996).** Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols* 3 (1) : 27-40.
- Bruce, R. R. & Luxmoore, R. J. (1986).** Water retention : Field methods. In *Methods of Soil Analysis, Part 1 : Physical and Mineralogical Methods*, Soil Science Society of America, Agronomy Monograph N°9, pp. 687-734.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. & Babel, U. (1985).** *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publication, Wolverhampton.
- Burden, D. S. & Selim, H. M. (1989).** Correlation of spatially variable soil water retention for a surface soil. *Soil Science* 148 (6) : 436-447.
- Burrough, P. A. (1981).** Fractal dimensions of landscapes and other environmental data. *Nature* 294 : 240-242.
- Burrough, P. A. (1983).** Multiscale sources of spatial variation in soil. II. A non-brownian fractal model and its application in soil survey. *J. Soil Sci.* 34 : 599-620.
- Burrough, P. A. (1989).** *Fractals and geochemistry*. In *The fractal approach to heterogeneous chemistry* (D. Avnir ed.). John Wiley and Sons, New York, pp. 383-405.
- Byers, E. & Stephens, D. B. (1983).** Statistical and stochastic analyses of hydraulic conductivity and particle-size in a Fluvial sand. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 : 1072-1081.
- Caron, J., Kay, B. D. & Stone, J. A. (1992a).** Improvement of structural stability of a clay loam with drying. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 1583-1590.
- Caron, J., Kay, B. D., Stone, J. A. & Kachanoski, R. G. (1992b).** Modeling temporal changes in structural stability of a clay loam soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 1597-1604.
- Carter, M. R. (1995).** Spatial variability of soil porosity under reduced tillage in a humo-ferric podzol. *Can. J. Soil Sci.* 75 : 149-152.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1989).** *Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration*. ORSTOM Editions.
- Chahir, K. (1991).** *La méthode réflectométrie en domaine temporel (TDR) pour la mesure de l'état hydrique du sol. Essai d'application à l'étude de la variabilité spatiale de l'humidité superficielle du sol*. Mémoire de DEA, CEMAGREF, groupement d'Antony.
- Chaney, K. & Swift, R. S. (1984).** The influence of organic matter on aggregate stability in some british soils. *J. Soil Sci.* 35 : 223-230.

- Chaney, K. & Swift, R. S. (1986).** Studies on aggregate stability. I. Re-formation of soil aggregates. *J. Soil Sci.* **37** : 329-335.
- Chatzis, I. & Dullien, F. (1977).** Modelling pore structure by 2-D and 3-D networks with application to sandstones. *The Journal of Canadian Petroleum.*
- Chauvel, A., Grimaldi, M. & Tessier, D. (1991).** Changes in soil pore-space distribution following deforestation and revegetation : an example from the central Amazon basin, Brazil. *Forest Ecol. & Manag.* **38** : 259-271.
- Chiang, S. C., Radcliffe, D. E. & Miller, W. P. (1993).** Hydraulic properties of surface seals in Georgia soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **57** : 1418-1426.
- Chrétien, J. (1986).** *Rôle du squelette dans l'organisation des sols. Conséquences sur les caractéristiques de l'espace poral des sols sur arènes et sur terrasses fluviales.* Thèse de 3ème cycle, Université de Dijon.
- Chrétien, J. (1987).** Analyse et quantification de l'espace poral de trois sols sur granite et micaschistes. Comparaisons méthodologiques. *In Soil Micromorphology, Proceedings of the VIIth International Working Meeting on Soil Micromorphology* (N. Fedoroff, L. M. Bresson & M. A. Courty eds.), Paris, july 1985, pp. 529-535.
- Churchman, G. J. & Payne, D. (1983).** Mercury intrusion porosimetry of some New Zealand soils in relation to clay mineralogy and texture. *J. Soil Sci.* **34** : 437-451.
- Ciollaro, G. & Romano, N. (1995).** Spatial variability of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Geoderma* **65** : 263-282.
- Collis-George, N. & Laryea, K. B. (1972).** An examination of the wet aggregate analysis, the moisture characteristic, and infiltration-percolation methods of determining the stability of soil aggregates. *Aust. J. Soil Res.* **10** : 15-24.
- Combeau, A. & Quantin, P. (1964).** Observation sur les relations entre stabilité structurale et matière organique dans quelques sols d'Afrique centrale. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.* **2** : 3-11.
- Concuret, J. (1967a).** Etude des mécanismes de la destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses. Première partie. *Annales Agronomiques* **18** (1) : 65-90.
- Concuret, J. (1967b).** Etude des mécanismes de la destruction des agrégats de terre au contact de solutions aqueuses. Deuxième partie. *Annales Agronomiques* **18** (2) : 99-144.
- Coster, M. & Chermant, J. L. (1989).** *Précis d'analyse d'image.* Presses du CNRS.

- Coulon, E. (1988).** *Conséquences du tassement sur l'organisation de l'espace poral des sols sableux. Contribution à la connaissance des mécanismes de compactage.* Thèse de 3ème cycle, Université d'Orléans.
- Cousin, I., Le Lay, C. & Bruand, A. (1994).** Evolution de la porosité et formation de pores structuraux reliques dans un sol argilo-limoneux soumis à un compactage. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II : 797-804.
- Cousin, I., Bruand, A. & Levitz, P. (1996).** 2D and 3D study of the pore network in a loamy-clay soil. *In International working meeting on soil micromorphology.* Moscou, Russie, 8-13 Juillet 1996
- Crawford, J.W. (1994).** The relationship between structure and the hydraulic conductivity of soil. *European J. Soil Sci.* 45 : 493-502.
- Crawford, J. W., Matsui, N. & Young, I. M. (1995).** The relation between the moisture-release curve and the structure of soil. *European J. Soil Sci.* 46 : 369-375.
- Culling, W. E. H. (1986).** Highly erratic variability of soil-pH on Iping Common, West Sussex. *Catena* 13 : 81-98.
- Currie, J. A. (1966).** The volume and porosity of soil crumbs. *J. Soil Sci.* 17 : 24-35.
- D'Acqui, L. P., Bruand, A. & Pagliai, M. (1994).** Study of soil porosity with mercury porosimetry and image analysis on backscattered electron scanning images (BESI). Application to tilled "crusting soil" in Zimbabwe. *In Soil Micromorphology, Proceedings of the IX International Working Meeting on Soil Micromorphology* (A. J. Ringrose-Voase & G. S. Humphreys eds.), Townsville, Australia, July 1992, pp. 581-590.
- Daian, J. F. (1992).** From pore size distribution to moisture transport properties : particular problems for large pore size distribution. *In Drying 92* (A. S. Mudjumdar ed.), pp. 263-282.
- Daian, J. F. & Saliba, J. (1991).** Détermination d'un réseau aléatoire de pores pour modéliser la sorption et la migration d'humidité dans un mortier de ciment. *Int. J. Heat Mass Transfer* 34 (8) : 2081-2096.
- Danielson, R. E. & Sutherland, P. L. (1986).** Porosity. *In Methods of Soil Analysis, Part 1 : Physical and Mineralogical Methods.* Soil Science Society of America, Agronomy Monograph N°9, pp. 443-461.
- David, M. (1977).** *Geostatistical for reserve estimation. Developpements in geomathematics* (2). Elsevier Scientific Publishing company, Amsterdam.
- Davidoff, B. & Selim, H. M. (1988).** Correlation between spatially variable soil moisture content and soil temperature. *Soil Science* 145 (1) : 1-11.

- De Gennes, P. G. (1985). Partial filling of a fractal structure by a wetting fluid. In *Physics of disordered materials* (D. Adler *et al.* eds.). Plenum Press, New York, pp. 227-241.
- De Marsily, G. (1981). *Hydrogéologie quantitative*. Collection Sciences de la Terre, Masson, Paris.
- Dehoff, J. & Rhines, M. (1972). *Microscopie quantitative*. Masson, Paris.
- Dexter, A. R. (1991). Amelioration of soil by natural processes. *Soil & Tillage Research* 20 : 87-100.
- Dexter, A. R., Kroesbergen, B. & Kuipers, H. (1974a). Some mechanical properties of aggregates of top soils from the Ijsselmeerpolders. I. Undisturbed soil aggregates. *Neth. J. Agr. Sci.* 32 : 205-214.
- Dexter, A. R., Kroesbergen, B. & Kuipers, H. (1974b). Some mechanical properties of aggregates of top soils from the Ijsselmeerpolders. II. Remoulded soil aggregates and the effects of wetting and drying cycles. *Neth. J. Agr. Sci.* 32 : 215-227.
- Duchaufour, P. (1958). *Cours de géologie régionale appliquée*. Ecole Nationale des Eaux et Forêts, Nancy.
- Dunstan, D. & White, L. R. (1986). A capillary pressure method for measurement of contact angles in powders and porous media. *Journal of Colloid and Interface Science* 111 : 60-64.
- Dutartre, P. (1993). *Horizons de surface de sols ferrugineux tropicaux cultivés d'Afrique de l'ouest (Burkina Faso et Mali). Etude des microstructures par l'approche fractale*. Thèse de 3ème cycle, Université de Nancy I - U.F.R. S.T.M.P. .
- Dutartre, P., Bartoli, F., Andreux, F., Portal, J. M. & Angé, A. (1993). Influence of content and nature of organic matter on the structure of some sandy soils from western Africa. *Geoderma* 56 : 459-478.
- Duvoux, B., Ferry, M. & Lanquetuit, D. (1992). *Modification de pratiques culturales en vue d'une réduction des pertes de nitrates sur le bassin d'alimentation de la source de Mélarchez*. 2 et 3èmes rapports d'étape : campagne 1989-90, rétrospective 1979-90 et campagne 1990-91.
- Ehrburger-Dolle, F., Lavanchy, A. & Stoeckli, F. (1994). Determination of the surface fractal dimension of active carbons by mercury porosimetry. *Journal of Colloid and Interface Science* 166 : 451-461.
- Ewing, R. P. & Gupta, S. C. (1993a). Modeling percolation properties of random media using a domain network. *Water Resources Research* 29 : 3169-3178.
- Ewing, R. P. & Gupta, S. C. (1993b). Percolation and permeability in partially structured networks. *Water Resources Research* 29 : 3179-3188.

- Fatt, I. (1956). The network model of porous media. I, II, III, *Transactions AIME*, 207 : 144-177.
- Feder, J. (1988). *Fractals*. Plenum Press, New York.
- Ferry, M. & Leviandier, T. (1994). B.V.R.E. de l'Orgeval. In Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales, Actes du Séminaire National "Hydrosystèmes", CEMAGREF Editions, Paris, 10-11 mai 1994, pp. 53-60.
- Fiès, J. C. (1982). *Etude des écoulements en milieux saturés en relation avec l'espace poral du sol*. Note interne, INRA, Station de Science du Sol d'Avignon.
- Fiès, J. C. (1984). Analyse de la répartition du volume des pores dans les assemblages argile-squelettes : comparaison entre un modèle d'espace poral textural et les données fournies par la porosité mercure. *Agronomie* 4 (9) : 891-899.
- Fiès, J. C. (1992). Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 1062-1067.
- Fiès, J. C. & Bruand, A. (1990). Textural porosity analysis of a silty clay soil using pore volume balance estimation, mercury porosimetry and quantified backscattered electron scanning image (BESI). *Geoderma* 47 : 209-219.
- Foucault, A. & Raoult, J. F. (1988). *Dictionnaire de géologie*. Masson, Paris.
- Fridland, V. (1976). *Patterns of the Soil Cover*. Israel Program for Scientific Translations, Kater Publishing House, Jerusalem.
- Friesen, W. J. & Mikula, R. J. (1987). Fractal dimensions of coal particles. *Journal of Colloid and Interface Science* 120 : 263-271.
- Friesen, W.I. & Laidlaw, W.G. (1993). Porosimetry of fractal surfaces. *Journal of Colloid and Interface Science* 160 : 226-235.
- Gafrej, R. (1993). *Modélisation conceptuelle du transfert des matières en suspension. Effets d'échelles spatio-temporelles*. Thèse de 3ème cycle, Université Paris VI, division Hydrologie du CEMAGREF.
- Gajem, Y. M., Warrick, A. W. & Myers, D. E. (1981). Spatial dependence of physical properties of a typic torrifluent soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 : 709-715.
- Garboczi, E. J. (1991). Mercury porosimetry and effective networks for permeability calculations in porous materials. *Powder Technology*. 67 : 121-125.
- Gascuel-Oudou, C. & Mérot, P. (1991). Variabilité spatiale du transfert de l'eau dans le sol à une échelle décamétrique : étude par traçage isotopique naturel. *Science du Sol* 29 (3) : 211-229.

- Gascuel-Oudou, C. (1984).** *Application de la géostatistique à l'étude de la variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol.* Ecole nationale supérieure des mines, Paris : 235 pages.
- Gascuel-Oudou, C. (1987).** Variabilité spatiale des propriétés hydriques du sol, méthodes et résultats ; cas d'une seule variable : revue bibliographique. *Agronomie* 7 (1) : 61-71.
- Gomendy, V., Bartoli, F., Bird, N. & Perrier, E. (1996).** Fractals et structures des sols : une approche unifiée pour la modélisation des courbes de rétention d'eau et de transferts ? (revue bibliographique). In Actes des Journées du programme Environnement, Vie et Sociétés : Tendances nouvelles en modélisation pour l'environnement, Paris, 15-17 Janvier 1996.
- Gouyet, J. F. (1992).** *Physique et structures fractales.* Masson, Paris.
- Gouyet, J. F., Rosso, M. & Sarpoval, B. (1991).** Fractal surfaces and interfaces. In Fractals and disordered systems (A. Bunde & S. Havlin eds.). Springer-Verlag.
- Grant, C. D. & Dexter, A. R. (1989).** Generation of microcracks in moulded soils by rapid wetting. *Aust. J. Soil Res.* 27 : 169-182.
- Gras, R. (1988).** *Physique du sol pour l'aménagement.* Masson, Paris.
- Guérif, J. (1988).** Détermination de la résistance en traction des agrégats terreux : revue bibliographique et mise au point technique. *Agronomie* 8 (4) : 281-288.
- Guérini, M. C. (1991).** *Stratégies et pratiques culturales des agriculteurs : les risques d'érosion des sols dans trois bassins-versants de la vallée du Grand Morin.* Rapport PIREN-SEINE III/91/01.
- Gury, M., Bartoli, F., Burtin, G. & Gomendy, V. (1993).** Carte des sols du bassin versant du Vannetin. Document interne, CNRS-CPB.
- Gury, M., Bartoli, F., Burtin, G., Gomendy, V. & Muxart, T. (1994).** Lessivage et érosion dans les couvertures limoneuses de la Brie. In Actes de la 15^{ème} réunion des Sciences de la Terre, Nancy : 26-28 Avril 1994.
- Guyon, E., Hulin, J.P. & Lenormand, R. (1984).** Application de la percolation à la physique des milieux poreux. *Annales des Mines, mai-juin 1984* : 17-40.
- Hatano, R., Kawamura, N., Ikeda, J. & Sakuma, T. (1992).** Evaluation of the effect of morphological features of flow paths on solute transport by using fractal dimensions of methylene blue staining pattern. *Geoderma* 53 : 31-44.
- Heijs, A. W. J., Ritsema, C. J. & Dekker, L. (1996).** Three-dimensional visualization of preferential flow patterns in two soils. *Geoderma* 70 : 101-116.
- Hénin, S. (1976).** *Cours de physique du sol. I. Texture, structure, aération.* ORSTOM & EDITEST, Paris - Bruxelles.

- Hofman, G. & De Leenheer, L. (1975).** Influence of soil prewetting on aggregate instability. *Pédologie* 25 : 190-198.
- Hoogmoed, W. B. & Stroosnijder, L. (1984).** Crust formation on sandy soils in the Sahel. I. Rainfall and infiltration. *Soil & Tillage Research* 4 : 5-23.
- Horton, R., Allmaras, R. R. & Cruse, R. M. (1989).** Tillage and comparative effects on soil hydraulic properties and water flow. In *Mechanics and Related Processes in Structured Agricultural Soils* (W. E. Larson *et al.* eds.), Kluwer Academic Publishers.
- Huang, C. H. & Bradford, J. M. (1992).** Application of a laser scanner to quantify soil microtopography. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 14-21.
- Humbel, F. X. (1975).** Etude de la macroporosité des sols par des tests de perméabilité : application d'un modèle de filtration aux sols ferrallitiques du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol XII (2) : 93-117.
- Huxham, I. M., Tetley, L., Rowatt, B. & Sherrington, D. C. (1994).** Comparison of porosity characteristics of macroporous poly(styrene-divinylbenzene) resins determined from mercury intrusion data and image analysis of transmission electron micrographs. *Journal of Material Chemistry* 4 (2) : 253-255.
- Jarry, F. (1987).** *Le ruissellement sur les terres agricoles. Approche par simulation de pluie et par télédétection.* Thèse de 3ème cycle, Université Paris VII.
- Jeanroy, E. (1983).** *Diagnostic des formes de fer dans les pédogénèses tempérées. Evaluations par les réactifs chimiques d'extraction et apport de la spectrophotométrie Mossbauer.* Thèse de 3ème cycle, Université de Nancy.
- Jouany, C., Chenu, C. & Chassin, P. (1992).** Détermination de la mouillabilité des constituants du sol à partir de mesures d'angles de contact : revue bibliographique. *Science du Sol* 30 (1) : 33-47.
- Journel, A. G. & Huijbregts, C. J. (1978).** *Mining geostatistics.* Academic Press.
- Kauark-Leite, L. A. & Mouchel, J. M. (1991).** *Analyse de l'évolution de la teneur en matières en suspension dans la Marne.* Rapport PIREN-SEINE III/91/03.
- Kemblowski, M. & Chang, C. M. (1993).** Infiltration in soils with fractal permeability distribution. *Ground Water* 31 (2) : 187-192.
- Kemper, W. D. & Roseneau, R. C. (1986).** Aggregate stability and size distribution. In *Methods of Soil Analysis, Part 1 : Physical and Mineralogical Methods*, Soil Science Society of America, Agronomy Monograph N°9, pp. 425-442.
- Kemper, W. D., Roseneau, R. C. & Dexter, A. R. (1987).** Cohesion development in disrupted soils as affected by clay and organic matter content and temperature. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51 : 860-867.

- Kern, J. (1995). Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **59** : 1134-1141.
- Kheyrabi, D. & Monnier, G. (1968). Etude expérimentale de l'influence de la composition granulométrique des terres sur leur stabilité structurale. *Annales Agronomiques* **19** : 129-152.
- Klute, A. & Dirksen, C. (1986). Hydraulic conductivity and diffusivity : laboratory methods. In *Methods of Soil Analysis, Part 1 : Physical and Mineralogical Methods*, Soil Science Society of America, Agronomy Monograph N°9, pp. 687-734.
- Kooistra, M. J., Bouma, J., Boersma, O. H. & Jager, A. (1985). Soil-structure differences and associated physical properties of some loamy typic fluvaquents in the Netherlands. *Geoderma* **36** : 215-228.
- Kumar, S. & Malik, R.S (1990). Verification of quick capillary rise approach for determining pore geometrical characteristics in soils of varying texture. *Soil Science* **150** (6) : 883-888.
- Lagergreen, C., Lundblad, A. & Bergman, B. (1994). Synthesis and performance of LicoO(2) cathodes for the molten carbonate fuel cell. *Journal of the Electrochemical Society* **141** (11) : 2959-2966.
- Lascano, R. J. & Hatfield, J. L. (1992). Spatial variability of evaporation along two transects of a bare soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **56** : 341-346.
- Lauren, J. G., Wagenet, R. J., Bouma, J. & Wosten, J. H. M. (1988). Variability of saturated hydraulic conductivity in a Glossaquic hapludalf with macropores. *Soil Science* **145** (1) : 20-28.
- Lawrence, G. P. (1977). Measurement of pore sizes in fine-textured soils : a review of existing techniques. *J. Soil Sci.* **28** : 527-540.
- Lawrence, G. P., Payne, D. & Greenland, D. J. (1979). Pore size distribution in critical point and freeze dried aggregates from clay subsoils. *J. Soil Sci.* **30** : 499-516.
- Le Bissonnais, Y. (1988a). Comportement d'agrégats terreux soumis à l'action de l'eau : analyse des mécanismes de désagrégation. *Agronomie* **8** (10) : 915-924.
- Le Bissonnais, Y. (1988b). *Analyse des mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies*. Thèse de 3ème cycle, Université d'Orléans.
- Le Bissonnais, Y. (1989). Analyse des processus de microfissuration des agrégats à l'humectation. *Science du sol* **27** (2) : 187-199.
- Le Bissonnais, Y. (1996). Soil characteristics and aggregate stability, In *Soil erosion, conservation and rehabilitation*, (M. Agassi ed.), Marcel Dekker.

- Le Bissonnais, Y. & Le Souder, C. (1995).** Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols* 2 (1) : 43-56.
- Le Souder, C. (1990).** *Effet d'un conditionneur minéral sur la formation des croûtes superficielles du sol sous l'action des pluies. Mode d'action du conditionneur sur la stabilité structurale.* Thèse de 3ème cycle, INRA Paris-Grignon, Station de Science du Sol de Versailles.
- Lenormand, R. (1981).** *Déplacements polyphasiques en milieu poreux sous l'influence des forces capillaires. Etude expérimentale et modélisation de type percolation.* Thèse de 3ème cycle, Institut National Polytechnique de Toulouse.
- Leviandier, T. Loumagne, C., Nedelec, Y., Bartoli, F. & Gomendy, V. (1996).** Diversité des approches du changement d'échelle en Hydrologie. In Actes des journées du Programme Environnement, Vie et Sociétés : tendances nouvelles en modélisation pour l'environnement, Paris : 15-17 Janvier 1996.
- Logsdon, S. D., Allmaras, R.R., Wu, L., Swan J. B & Randall, G. W. (1990).** Macroporosity and its relation to saturated hydraulic conductivity under different tillage practices. *Soil Soc. Am. J.* 35 : 1096-1101.
- Loumagne, C., Michel, C. & Normand, M. (1991).** Etat hydrique du sol et prévision des débits. *Journal of Hydrology* 123 : 1-17.
- Lozet, J. & Mathieu, C. (1988).** *Dictionnaire de science du sol.* Technique et Documentation, Lavoisier, Paris.
- Lozet, J. (1972).** Utilisation du porosimètre à mercure en pédologie. *Pédologie*, XXI (3) : 284-292.
- MacKeague, J. A., Wang, C. & Topp, G. C. (1982).** Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46 : 1239-1244.
- Mackie-Dawson, L. A., Mullins, C. E., Fitzpatrick, E. A. & Court, M. N. (1989a).** Seasonal changes in the structure of clay soil in relation to soil management and crop type. I. Effects of crop rotation at Cruden Bay, NE Scotland. *J. Soil Sci.* 40 : 269-281.
- Mackie-Dawson, L. A., Mullins, C. E., Goss, M. J., Court, M. N. & Fitzpatrick, E. A. (1989b).** Seasonal changes in the structure of clay soil in relation to soil management and crop type. II. Effects of cultivation and cropping at Compton Beauchamp. *J. Soil Sci.* 40 : 283-292.
- Mandelbrot, B. (1975).** *Les objets fractals : forme, hasard et dimension.* Flammarion, Paris.
- Mandelbrot, B. (1977).** *Fractals : forms, chance and dimension.* Freeman, San Francisco.

- Mandelbrot, B. (1982).** *The fractal geometry of nature*. Freeman.
- Manichon, H. (1982).** *Influence des systèmes de culture sur le profil cultural : Elaboration d'une méthode de diagnostic basée sur l'observation morphologique*. Thèse Docteur Ingénieur INA-PG, Paris.
- Mapa, R. B., Green, R. E. & Santo, L. (1986).** Temporal variability of soil hydraulic properties with wetting and drying subsequent to tillage. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50 : 1133-1138.
- Marshall, T. J. & Holmes, J. W. (1979).** *Soil physics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Matheron, G. (1965).** *Les variables régionalisées et leur estimation. Une application de la théorie des fonctions aléatoires aux sciences de la nature*. Masson, Paris.
- Matthews, G. P. & Spearing, M. C. (1992).** Measurement and modelling of diffusion, porosity and other pore level characteristics of sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 9 : 146-154.
- Matthews, G. P., Moss, A. K., Spearing, M. C. & Volland, F. (1993).** Network calculation of mercury intrusion and absolute permeability in sandstone and other porous media. *Powder Technology* 76 : 95-107.
- Maule, C. P. & Reed, W. B. (1993).** Infiltration under no-till and conventional tillage systems in Saskatchewan. *Canadian Agricultural Engineering* 35 (3) : 165-173.
- Mbagwu, J. S. C. (1995).** Saturated hydraulic conductivity in relation to physical properties of soils in the Nsukka Plains, southeastern Nigeria. *Geoderma* 68 : 51-66.
- McKeague, J. A., Wang, C. & Topp, G. C. (1982).** Estimating saturated hydraulic conductivity from soil morphology. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46 : 1239-1244.
- Meek, B. D., Rechel, E. R., Carter, L. M., DeTar, W. R. & Urie, A. L. (1992).** Infiltration rate of a sandy loam soil : effects of traffic, tillage and plant roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 908-913.
- Mehra, O. & Jackson, M. L. (1960).** Iron-oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays Clay Miner.* 7 : 317-327.
- Messing, I. & Jarvis, N. J. (1993).** Temporal variation in the hydraulic conductivity of a tilled clay soil as measured by tension infiltrometers. *J. Soil Sci.* 44 : 11-24.
- Milne, B. T. (1991).** Lessons from applying fractal models to landscape patterns. In *Quantitative Methods in Landscape Ecology - The Analysis and Interpretation of Landscape heterogeneity* (M. G. Turner & R. H. Gardner eds.), Springer Verlag, pp. 199-235.

- Monnier, G. & Stengel, P. (1982).** *Structure et état physique du sol.* Encyclopédie des Techniques Agricoles, N°1140 et 1141, Editions Techniques, Paris.
- Monnier, G., Stengel, P. & Fiès, J. C. (1973).** Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Annales agronomiques* 24 : 533-545.
- Mulla, D. J., Huyck, L. M. & Reganold, J. P. (1992).** Temporal variation in aggregate stability on conventional and alternative farms. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 1620-1624.
- Murphy, C. P. (1983).** Point counting pores and illuvial clay in thin sections. *Geoderma* 31 : 133-150.
- Murphy, C.P. & Banfield, C. F. (1978).** Pore space variability in a sub-surface horizon of two soils. *J. Soil Sci.* 29 : 156-166.
- Murray, R. S. & Quirk, J. P. (1990).** Interparticle forces in relation to the stability of soil aggregates. In *Soil colloids and their associations in aggregates* (M. F. De Boer et al. eds.), Plenum Press, New York, pp. 439-461.
- Nagpal, N. K., Boersma, L. & DeBacker, L. W. (1972).** Pore size distributions of soils from mercury intrusion porosimeter data. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 36 : 264-267.
- Newman, A. C. D. & Thomasson, A. J. (1979).** Rothamsted studies of soil structure. III Pore size distributions and shrinkage processes. *J. Soil Sci.* 30 : 415-439.
- Ogden, C.B., Wagenet, R.J., van Es, H.M. & Hutson, J.L. (1992).** Quantification and modelling of macropore drainage. *Geoderma* 55 : 17-35.
- Pagliai, M. & Pezzarossa, B. (1990).** Structure and porosity of silty clay and clay soils in relation to different management practices. *Agr. Med.* 120 : 110-116.
- Papendick, R. I. & Campbell, G. S. (1980).** Theory and measurement of water potential. In *Water potential relations in soil microbiology*, Soil Science Society of America, Madison.
- Papy, F. (1986).** Effet de l'état structural d'une couche labourée sur sa rétention en eau. *Agronomie* . 6 (6) : 555-565.
- Perrier, E. (1995).** *Structure géométrique et fonctionnement hydrique des sols. Simulations exploratoires.* ORSTOM Editions.
- Perrier, E., Mullon, C. & Rieu, M. (1995).** Computer construction of fractal soil structures : simulation of their hydraulic and shrinkage properties. *Water Resources Research* 31 (12) : 2927-2943.
- Petersen, L.W., Moldrup, P., Jacobsen, O.H. & Rolston, D.E. (1996).** Relations between specific area and soil physical and chemical properties. *Soil Science* 161 (1) : 9-21.

- Puentes, R., Wilding, L. P. & Drees, L. R. (1992).** Microspatial variability and sampling concepts in soil porosity studies of vertisols. *Geoderma* 53 : 373-385.
- Quirk, J. P. & Panabokke, C. R. (1962).** Incipient failure of soil aggregates. *J. Soil Sci.* 13 : 60-70.
- Ragab, R., Feyen, J. & Hillel, D. (1982).** Effect of the method for determining pore size distribution on prediction of the hydraulic conductivity function and of infiltrations. *Soil Science* 134 (2) : 141-145.
- Rasiah, V., Kay, B. D. & Martin, T. (1992).** Variation of structural stability with water content : influence of selected soil properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56 : 1604-1609.
- Rawls, W.J. & Brakensiek, D.L. (1985).** Prediction of soil water properties for hydrologic modeling. In Proceedings of the Symposium "Watershed Management in the Eighties", Denver, pp. 293-299.
- Renault, P. (1988).** The critical studies of mercury intrusion in some networks : testing the applicability of mercury intrusion in the size characterization of the lacunar pore space of soil samples. *Transport in Porous Media* 3 : 529-547.
- Renault, P. (1991).** The effect of spatially correlated blocking-up of some bonds or nodes of a network on the percolation threshold. *Transport in Porous Media* 6 : 451-468.
- Richter, J. (1987).** *The soil as a reactor : modelling processes in the soil.* Catena, Verlag.
- Riedel, C. E. & Franc De Ferrière, J. (1951).** *Les sols et les climats de la Brie.* Direction des Services Agricoles de Seine et Marne, Melun.
- Rietveld, J. J. (1978).** Soil non wettability and its relevance as a contributing factor to surface runoff on sandy dune soils in Mali. Rapport du projet "Production Primaire au Sahel" (PPS).
- Rieu, M. & Sposito, G. (1991a).** Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. I. Theory. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 55 : 1231-1238.
- Rieu, M. & Sposito, G. (1991b).** Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. II. Applications. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 55 : 1239-1244.
- Ritter, H. L. & Drake, L. C. (1945).** Pore-size distribution in porous materials : pressure porosimeter and determination of complete macropore-size distribution. *Industrial & Engineering Chemistry* 17 (12) : 782-791.
- Robain, H. & Curmi, P. (1986).** Rôle de la structure pédologique sur le comportement hydrique du sol aux faibles pF. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 303, Série II, N°6 : 509-513.

Rouge, N. & Dubois, C. (1993). *Caractérisation de la porosité ouverte de garnitures de freins.* Thèse de 3ème cycle, Université de Besançon.

Rouiller, J., Burtin, G. & Souchier, B. (1972). La dispersion des sols dans l'analyse granulométrique, méthode utilisant les résines échangeuses d'ions. *Bull. ENSAIA, Nancy, XIV (2) : 193-205.*

Roullier, J., Brethes, A., Burtin, G. & Guillet, B. (1984). Fractionnement des argiles par ultracentrifugation continue : évolution des illites en milieu podzolique. *Sci. Géol. Bull. 37 (4) : 319-331.*

Russo, D. & Bouton, M. (1992). Statistical analysis of spatial variability in unsaturated flow parameters. *Water Resources Research 38 : 1911-1925.*

Saddiq, M. H., Wierenga, P.J., Hendrickx, J. M. H. & Hussain, M. Y. (1985). Spatial variability of soil water tension in an irrigated soil. *Soil Science 140 (2) : 126-132*

Sarakhov, A. I. (1963). Some comments on the accuracy of the method of mercury porosimetry. *Russ. J. Phys. Chem. 37 : 242-243.*

Scheidegger, A. E. (1974). *The physics of flow through porous media* (3rd ed.). University of Toronto Press, Toronto.

Scherrer, B. (1984). *Biostatistiques.* Gaëtan Morin, Boucherville, Québec.

Schwertmann, U. (1964). Differenzierung der Eisenoxide des Bodens durch photochemische Extraktion mit saurer Ammoniumoxalatlösung. *Zeitschrift für Pflanzenernährung und Bodenkunde 105 : 194-202.*

Scott, G. J. T., Webster, R. & Nortcliff, S. (1988). The topology of pore structure in cracking clay soil. I. The estimation of numerical density. *J. Soil Sci. 39 : 303-314.*

Scott, H. D., Mauromoustakos, Handayani, P. & Miller, D. M. (1994). Temporal variability of selected properties of loessial soil as affected by cropping. *Soil Sci. Soc. Am. J. 58 : 1531-1538.*

Seyfried, M. S. & Wilcox, B. P. (1995). Scale and the nature of spatial variability : field examples having implications for hydrologic modeling. *Water Resources Research 31 (1) : 173-184.*

Singer, M. J., Southard, R. J., Warrington, D. N. & Janitzky, P. (1992). Division S-5- Soil genesis, morphology & conservation. Stability of synthetic sand-clay aggregates after wetting and drying cycles. *Soil Sci. Soc. Am. J. 56 : 1843-1848.*

Spearing, M. & Matthews, P. (1991). Modelling characteristic properties of sandstones. *Transport in Porous Media 6 : 71-90.*

Starr, J. L., Parkin, T. B. & Meisinger, J. J. (1995). Influence of sample size on chemical and physical soil measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J. 59 : 713-719.*

- Stauffer, D. (1985).** Introduction to percolation theory. Taylor & Francis, Londres.
- Stengel, P. (1979).** Utilisation de l'analyse des systèmes de porosité pour la caractérisation de l'état physique du sol *in situ*. *Annales Agronomiques* 30 (1) : 27-49.
- Stengel, P. (1987).** Etude expérimentale de la fissuration au cours du dessèchement et de l'humectation. In Les phénomènes de transfert dans les milieux poreux déformables, INRA, pp. 161-183.
- Stengel, P. (1982).** Swelling potential of soil as a criterium of permanent direct-drilling suitability. In Proc. 9 th Conference of ISTRO, Osijek, Yugoslavia, pp. 131-136
- Stengel, P. (1990).** Caractérisation de l'état structural du sol. Objectifs et méthodes. In La structure du sol et son évolution : conséquences agronomiques, maîtrise par l'agriculteur (J. Boiffin & A. Marin-Laflèche eds.), INRA Editions, Paris, pp. 15-36.
- Stone, J. A. & Wires, K. C. (1990).** Water content and soil core volume on Brookston clay loam. *Can. J. Soil Sci.* 70 : 255-258.
- Stoops, G. & Jongerius, A. (1975).** Proposal for a micromorphological classification of soil materials. I. A classification of the related distributions of fine and coarse particles. *Geoderma* 13 : 189-199.
- Stroosnijder, L. & Koorevaar, P. (1972).** Air pressure within soil aggregates during quick wetting and subsequent "explosion". *Mededelingen Rijksfaculteit Landbouwweten-schappen te Gent* 37 : 1095-1106.
- Tamari, S. (1992).** Relations entre l'espace poral du sol et ses propriétés hydrodynamiques. Etude sur des massifs d'agrégats à texture limoneuse. Thèse de 3ème cycle, Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Tessier, D. (1984).** Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Doctorat d'Etat, Université de Paris.
- Thompson, A. H., Katz, A. J. & Krohn, C. E. (1987).** The microgeometry and transport properties of sedimentary rock. *Advances in Physics* 36 (5) : 625-694.
- Tisdall, J. M. & Oades, J. M. (1982).** Organic matter and water-stable aggregates in soils. *J. Soil Sci.* 33 : 141-163.
- Toledo, P. G., Novy, R. A., Davis, H. D. & Scriven, L. E. (1990).** Hydraulic conductivity of porous media at low water content. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54 : 673-679.

- Tsakiroglou, C. D., Vizika, O. & Payatakes, A. C. (1990).** Experimental study and network simulation of mercury intrusion-retraction and of immiscible displacement in porous media. *In* Fundamentals of Fluid Transport in porous Media, Arles (France) : may 14-18. Institut Français du Pétrole, pp. 99-102
- Tyler, S. W. & Wheatcraft, S. W. (1990).** Fractal processes in soil water retention. *Water Resource Research* 26 : 1047-1054.
- Utumo, W. H. & Dexter, A. R. (1982).** Changes in soil aggregate water stability by wetting and drying cycles in non-saturated soil. *J. Soil Sci.* 33 : 623-637.
- Valentin, C. & Bresson, L. M. (1992).** Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* 55 : 225-245.
- Valentin, C. (1991).** Surface crusting in two alluvial soils of northern Niger. *Geoderma* 48 : 201-222.
- Valentin, C., Chevallier, P., Fritsch, E. & Janeau, L. (1990).** Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. *In* Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide, Equipe HYPERBAV, Editions de l'ORSTOM, pp.147-163.
- Van Damme, H. (1995).** Scale invariance and hydric behaviour of soils and clays. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 320, série IIa, p. 665-681.
- Van Damme, H. & Ben Ohoud, M. (1989).** From flow to fracture and fragmentation in colloidal media. II. Local order and fragmentation geometry. *In* Disorder and Fracture (J. C. Charmet, S. Roux & E. Guillin eds.). Plenum Press, New York, pp. 105-116.
- Van Wesenbeeck, I. J. & Kachanoski, R. G. (1988).** Spatial and temporal distribution of soil water in the tilled layer under a corn crop. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52 : 363-368.
- Viera, S. R., Nielsen, D. R. & Biggar, J. W. (1981).** Spatial variability of field-measured infiltration rate. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45 : 1040-1048.
- Villemin G. et Toutain F. (1987).** Méthode de fixation d'échantillons organo-minéraux de sols pour la microscopie électronique à transmission. *In* Soil Micromorphology, Proceedings of the VIIth International Working Meeting on Soil Micromorphology (N. Fedoroff, L. M. Bresson & M. A. Courty eds.), Paris, July 1985, pp. 529-535.
- Voltz, M. & Bornand, M. (1988).** Analyse de la variabilité spatiale des propriétés physiques du sol. *In* Etude sur les transferts d'eau dans le système sol-plante-atmosphère (R. Calvet ed.), Paris, INRA : 101-131.
- Walter, C. (1990).** Estimation de propriétés du sol et quantification de leur variabilité à moyenne échelle : cartographie pédologique et géostatistique dans le sud de l'Ille et Vilaine (France). Thèse de 3ème cycle, Université Paris 6.

- Warrick, A. W., Myers, D. E. & Nielsen, D. R. (1986). Geostatistical methods applied to soil science. In *Methods of soil analysis, Part 1. Physical and mineralogical methods*, Agronomy Monograph N°9 (2nd ed.). American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, Madison.
- Wicherek, S (1994). L'érosion des grandes plaines agricoles. *La Recherche* 268 (25) : 880-888.
- Wilding, L. P. & Drees, L. R. (1978). *Spatial variability : a pedologist's viewpoint*. In *Diversity of Soils in the Tropics*, American Society of Agronomy Special Publication n° 34, American Society of Agronomy, Madison, pp. 1-12.
- Williams, R.D., Ahuja, L. R. & Naney, J. W. (1992). Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. *Soil Science* 153 (3) : 172-184.
- Wong, P. & Howard, J. (1986). Surface roughening and the fractal nature of rocks. *Physical Review Letters* 57 : 637-640.
- Wu, L., Vomocil, J. A. & Childs, S. W. (1990). Pore size, particle-size, and water retention. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 54, 952-956.
- Yamauchi, T. (1994). Structural characterization of the coating layer using mercury porosimetry. *Sen'i Gakkaishi* 50 (12) : 615-617.
- Yanuka, M., Topp, G. C., Zeglin, S. & Zebchuk, W. D. (1988). Multiple reflection and attenuation of time domain reflectometry pulses : theoretical considerations for applications to soil and water. *Water Resources Research* 24 (7) : 939-944.
- Zermani, A. (1993). *Evaluation par la modélisation de l'effet des pratiques culturales visant à limiter les pertes de nitrates*. Mémoire de DEA, Université Paris XII Val-de-Marne, ENPC et ENGREF, division Hydrologie du CEMAGREF.

TABLE DES MATIÈRES

Table des matières

I. INTRODUCTION	4
II. LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSE DE BRIE ET SON ENVIRONNEMENT : CONTEXTE ET OBJECTIFS	10
II. 1. La Seine et son bassin : de la recherche à la gestion	12
II. 2. Situation géographique et physiographie de la zone d'étude :	
du bassin parisien aux bassins versants ruraux emboîtés du Grand Morin	15
II. 2. 1. Le bassin parisien	15
II. 2. 2. Le bassin du Grand Morin	16
II. 2. 3. Les bassins versants ruraux emboîtés du Grand Morin :	
le bassin versant de l'Orgeval	16
II. 3. La couverture pédologique du bassin versant du Grand Morin	18
II. 4. Rôle de la couverture pédologique limoneuse de Brie vis à vis des risques de pollutions et de crues : objectifs de la thèse	21
III. MODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES	22
III.1. Echantillonnage	24
III. 2. Texture et minéralogie	29
III. 3. Structure	29
III. 3. 1. Porosité totale	29
III. 3. 2. Analyse d'image	30
III. 3. 2. 1. Préparation des blocs et des lames minces de sols, photographies et binéarisation des images	30
III. 3. 2. 2. Analyse morphologique : paramètres étudiés	31
a) Orientation	31
b) Distribution des masses solides et des pores	31
c) Connectivité des pores : application de la théorie de la percolation	32
d) Hétérogénéité des structures : application de la géométrie fractale	34

III. 3. 3. Rétention d'eau et Porosimétrie mercure	37
III. 4. Propriétés hydriques	42
III. 4. 1. Humidité volumique	42
III. 4. 2. Gonflement-retrait	42
III. 4. 3. Stabilité structurale	43
III. 4. 4. Courbes de rétentions d'eau	43
III. 4. 5. Conductivité hydraulique à saturation	43
III. 5. Analyses statistiques et géostatistiques	44
III. 5. 1. Analyses statistiques	44
III. 5. 2. Analyses géostatistiques	45
III. 6. Conclusion	50
IV. VARIABILITÉ SPATIALE DE LA TEXTURE ET DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES DES HORIZONS DE SURFACE DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSE DE MÉLARCHEZ (BRIE)	52
IV.1. Introduction	54
IV. 2. Variabilité spatiale des caractéristiques texturales des horizons de surface de la couverture limoneuse de Mélarchez (Brie)	57
IV. 3. Variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface de la couverture limoneuse de Mélarchez	61
IV. 3. 1. Analyse statistique des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface	63
IV. 3. 2. Analyse géostatistique et fractale de la variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface	70
IV. 4. Conclusion	72
V. EVOLUTION TEMPORELLE DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES	76
V. 1. Introduction	78
V. 2. Caractéristiques granulométriques, propriétés de retrait-gonflement et cycles saisonniers d'humectation et de dessiccation	83
V. 3. Evolution saisonnière des structures	88

V. 3. 1. Evolution temporelle de la porosité totale	88
V. 3. 2. Bilan des porosités fonctionnelles mesurées par analyse d'image	92
V. 3. 3. Distribution des pores de transfert rapide et dynamique saisonnière	93
V. 3. 4. Distribution des pores de stockage et dynamique saisonnière	99
V. 3. 5. Discussion et conclusion à l'étude de l'évolution saisonnière des porosités emboîtées des horizons de surface	102
V. 3. 6. Distribution des pores mesurés par porosimétrie mercure et dynamique saisonnière	106
V. 3. 6. 1. Introduction	106
V. 3. 6. 2. Résultats	108
V. 4. Evolution temporelle de la stabilité structurale	119
V. 4. 1. Introduction	119
V. 4. 2. Caractéristiques et évolution temporelle de la stabilité structurale	122
V. 5. Evolution temporelle des propriétés hydriques	130
V. 5. 1. Introduction	130
V. 5. 2. Evolution temporelle de la conductivité hydraulique du sol mesurée à saturation	133
V. 5. 2. 1. Conductivité hydraulique à saturation et type de sous-unité pédologique	133
V. 5. 2. 2. Evolution saisonnière de la conductivité hydraulique des horizons de surface	135
V. 5. 2. 3. Caractéristiques et dynamique des croûtes de surface	137
V. 5. 3. Evolution temporelle de la capacité de rétention en eau du sol	140
V. 5. 3. 1. Capacité de rétention en eau du sol et type de sous-unité pédologique	140
V. 5. 3. 2. Evolution temporelle de la capacité de stockage en eau des horizons de surface	145
V. 6. Conclusion	148

VI. RELATIONS STRUCTURES-TRANSFERTS	152
VI. 1. Introduction	154
VI. 2. Distribution des volumes de pores en fonction de leur rayon	155
VI. 2. 1. Introduction	155
V. 2. 2. Résultats	157
VI. 3. Hétérogénéité, loi d'échelles et modélisation des courbes de rétention d'eau	165
VI. 3. 1. Introduction	165
VI. 3. 2. Dimensions fractales de masse	167
VI. 3. 3. Dimensions fractales d'interfaces solides-pores	171
VI. 4. Percolation et courbe de rétention d'eau	178
VI. 5. Conclusion	179
CONCLUSION	182
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	194
TABLE DES MATIÈRES	216
LISTE DES FIGURES	222
LISTE DES TABLEAUX	227

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I. INTRODUCTION

- **Figure I. 1. (p. 7).** Le sol, réacteur biogéochimique dynamique : représentation schématique des relations structure-transfert et des facteurs intervenant sur le développement de la structure.

CHAPITRE II. LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSE DE LA BRIE ET SON ENVIRONNEMENT : CONTEXTE

- **Figure II. 1. (p. 13).** Le bassin de la Seine et son hydrosystème hiérarchisé (degrés d'ordre de Stralher).
- **Figure II. 2. (p. 13).** Carte de localisation des bassins versants ruraux de l'Orgeval et du Vannetin.
- **Figure II. 3. (p. 15).** Géologie du bassin parisien (d'après Duchaufour 1958).
- **Figure II. 4. (p. 18).** Evolution saisonnière de l'humidité volumique du sol en 1992, en fonction de la profondeur de mesure (15-55-195cm, sonde à neutrons : station du CEMAGREF de Boissy-le-Châtel).
- **Figure II. 5. (p. 19).** Pourcentages des fractions argileuses ($< 0,1 \mu\text{m}$ et $0,1-2 \mu\text{m}$), exprimés en poids sec du sol à 105°C et estimation de la répartition minéralogique des minéraux argileux à partir des diagrammes de rayons X dans les fractions argileuses des horizons Ap et Btg du sol brun lessivé (moyennes des analyses minéralogiques effectuées).
- **Figure II. 6. (p. 20).** Carte pédologique du bassin versant rural du Vannetin.
- **Figure II. 7. (p. 20).** Distribution des sols dans les bassins versants du Vannetin et de l'Orgeval.

CHAPITRE III. MODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES

- **Figure III. 1. (p. 25).** Différentes échelles d'échantillonnages utilisées pour la caractérisation des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse (bassin versant de Mélarchez, Brie).
- **Figure III. 2. (p. 26).** Chronique des opérations culturales (d'après Guerrini 1991) et localisation des dates de prélèvements.
- **Figure III. 3. (p. 26).** Schéma d'utilisation des grands cylindres ($251,3 \text{ cm}^3$), pour l'étude des propriétés structurales et hydriques de chacune des stations et pour chaque date de prélèvement en 1993 et 1994.
- **Figure III. 4. (p. 27).** Schéma d'utilisation des petits cylindres de $28,6 \text{ cm}^3$, pour l'étude des propriétés structurales et hydriques de chacune des stations et pour chaque date de prélèvement en 1993 et 1994.
- **Figure III. 5. (p. 28).** Plan d'échantillonnage des horizons de surface des trois stations O.1, O.2 et O.3, à l'aide de boîtes de Kubiéna et analyses micro-morphologiques associées pour l'année 1993.
- **Figure III. 6. (p. 33).** Réseau carré ($L \times L \times L = 13$) pour trois concentrations p de sites occupés (D'après Gouyet 1992).
- **Figure III. 7. (p. 35).** Exemples de milieux fractals d'interfaces (a), fractal de masses solides (b) et fractal de pores (c) (d'après Gouyet *et al.* 1991).
- **Figure III. 8. (p. 36).** Méthode des carrés emboîtés.
- **Figure III. 9. (p. 37).** Représentation simplifiée de la méthode des cordes.

- Figure III. 10. (p. 39). Détermination des classes de pores à l'aide du graphique en $dV/d\log R$, en fonction du log du rayon d'entrée de pore r .
- Figure III. 11. (p. 40). Détermination des seuils de percolation S_p sur la courbe cumulée d'intrusion de mercure.
- Figure III. 12. (p. 44). Perméamètre à charge constante (d'après Burtin 1995).
- Figure III. 13. (p. 46). Différents types de variogrammes.
- Figure III. 14. (p. 48). Fonctions browniennes fractionnaires observées le long de la toposéquence de Mélarchez.

CHAPITRE IV. VARIABILITÉ SPATIALE DE LA TEXTURE ET DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES DES HORIZONS DE SURFACE DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSE DE MÉLARCHEZ (BRIE)

- Figure IV. 1. (p. 57). Transect de Mélarchez (750 mètres) échantillonné en septembre 1991 et localisation des trois sous-unités du sol brun lessivé glossique.
- Figure IV. 2. (p. 58). Variogramme des argiles mesuré sur l'ensemble du transect et ajusté par deux modèles emboîtés : un modèle gaussien ($h = 150\text{m}$; $c = 25$) et un modèle sphérique ($h = 360\text{m}$; $c = 26$).
- Figure IV. 3. (p. 59). Variation spatiale des argiles (%) pour chacune des sous-unités et sur l'ensemble du transect.
- Figure IV. 4. (p. 61). Transect de Mélarchez (375 mètres) échantillonné en novembre 1994 et localisation des stations représentatives des trois sous-unités du sol brun lessivé glossique.
- Figure IV. 5. (p. 62). Variabilité spatiale des caractéristiques structurales et hydriques le long du transect de Mélarchez (décembre 1994).
- Figure IV. 6. (p. 67). Régression entre l'humidité volumique, la conductivité hydraulique et la porosité totale sur l'ensemble des données du transect de Mélarchez de 375 mètres (horizons de surface).
- Figure IV. 7. (p. 68). Variogrammes bornés des caractéristiques structurales et hydriques (humidité volumique, porosité totale et conductivité hydraulique) des horizons de surface de la couverture pédologique limoneuse de Mélarchez et leur modèles sphériques associés, pour les sous-unités O.1 et O.2.

CHAPITRE V. EVOLUTION TEMPORELLE DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES

- Figure V. 1. (p. 77). Partition du système poral en deux ensembles de pores de natures différentes (d'après Stengel 1990).
- Figure V. 2. (p. 80). Structure des sols à différentes échelles.
- Figure V. 3. (p. 81). Effet d'une humectation rapide sur des sols reconstitué (d'après Grant & Dexter 1989).
- Figure V. 4. (p. 83). Relation entre la quantité d'eau retenue à 15 bars, la teneur en argiles et la surface spécifique de sols limoneux danois (d'après Petersen *et al.* 1996).
- Figure V. 5. (p. 84). Pourcentages des fractions argileuses $< 0,1\ \mu\text{m}$, $0,1-0,5\ \mu\text{m}$ et $0,5-2\ \mu\text{m}$, obtenues par ultracentrifugation (exprimés en pourcentages des argiles totales des horizons Ap du sol brun lessivé).

- **Figure V. 6. (p. 86).** Diagrammes de diffraction X des fractions argileuses < 0,1 μm , 0,1-0,5 μm et 0,5-2 μm , après traitement à l'éthylène-glycol, pour chacune des sous-unités de l'horizon de surface Ap du sol lessivé glossique.
- **Figure V. 7. (p. 87).** Evolution temporelle de l'humidité volumique des horizons de surface des trois sous-unités, mesurée par TDR (CEMAGREF) pour l'année 1993.
- **Figure V. 8. (p. 94).** Distribution de la porosité des photogrammes en fonction de la profondeur (la porosité est mesurée par bandes de 1,7 mm de hauteur, programme mis au point par le CIRIL).
- **Figure V. 9. (p. 95).** Comparaison de la répartition en volume réel et de la distribution de la porosité en fonction de la taille des pores exprimée en diamètre (moyenne des trois prélèvements confondus) pour les sous-unités O.2 (mi-versant, la plus argileuse) et O.3 (plateau).
- **Figure V. 10. (p. 96).** Evolution saisonnière (entre avril et août 1993) de la répartition de la porosité de transfert rapide en fonction de la taille des pores (exprimée en diamètre, en volume réel et en distribution), pour les sous-unités O.2 de mi-pente et O.3 de plateau.
- **Figure V. 11. (p. 97).** Photogrammes des blocs verticaux des horizons de surface de la sous-unité O.2 de mi-versant, la plus argileuse.
- **Figure V. 12. (p. 98).** Exemples de microstructures à l'échelle de micrographies MEB de lames minces pour la sous-unité de mi-pente O.2 et la sous-unité de plateau O.3 au cours de la saison de culture 1993.
- **Figure V. 13. (p. 101).** Relation entre la porosité des photographies MEB des lames minces et la porosité percolante $P\alpha$.
- **Figure V. 14. (p. 105).** Distribution de la porosité accessible en porosimétrie au mercure en fonction du diamètre équivalent sur des assemblages squelette-argile (d'après Attou 1996).
- **Figure V. 15. (p. 107).** Construction d'un réseau de percolation multi-échelles hiérarchique selon Daïan (1992) et Xu (1995) (d'après van Damme 1995).
- **Figure V. 16. (p. 109).** Exemples de distributions $D_v/D(\log r)$ et de courbes cumulées V du volume poral rempli de mercure, en fonction du rayon de constriction.
- **Figure V. 17. (p. 107).** Evolution saisonnière (1993 et 1994) de la distribution des trois volumes de pores, exprimée en pourcentage de porosité mercure totale.
- **Figure V. 18. (p. 108).** Evolution saisonnière (1993 et 1994) des trois volumes de pores, exprimés en % volumique.
- **Figure V. 19. (p. 123).** Evolution saisonnière de la stabilité structurale à l'eau (1 heure d'immersion et d'agitation) des mottes centimétriques des horizons de surface des trois sous-unités pédologiques, en fonction du mois de prélèvement et de la teneur initiale en eau (équilibres humidité - potentiel matriciel).
- **Figure V. 20. (p. 125).** Pression capillaire à porosité constante ($P_c \times \Phi / (\Phi - 1)$) des agrégats des sols limoneux de Mélarchez (septembre 1991), en fonction de leur teneur en argiles.
- **Figure V. 21. (p. 126).** Evolution saisonnière de la stabilité structurale à l'eau (1 heure d'immersion et d'agitation) des mottes centimétriques de sols, en fonction du type de sous-unité pédologique et de la teneur initiale en eau (équilibres humidité - potentiel matriciel).
- **Figure V. 22. (p. 127).** Relation entre l'humidité pondérale initiale et le taux d'agrégats stables à l'eau, tous sol et tous mois confondus.

- **Figure V. 23. (p. 130).** Relation entre la conductivité hydraulique à saturation et la porosité structurale d'origine biologique (d'après Fiès 1982), ou la porosité structurale de matériaux sableux (d'après Coulon 1988).
- **Figure V. 24. (p. 132).** Relation pF-humidités pondérales (W%) pour les unités morphologiques Γ et Δ (d'après Papy 1986).
- **Figure V. 25. (p. 132).** Evolution de la teneur en eau volumique au cours de la dessiccation et de la réhumectation de smectites Ca (d'après Tessier 1984), ou sous l'action des cycles humectation-dessiccation pour un sol argileux tropical riche en kaolinite (d'après Mapa *et al.* 1986).
- **Figure V. 26. (p. 134).** Evolution temporelle des moyennes des conductivités hydrauliques à saturation au cours des saisons de culture 1993 et 1994 pour les horizons de surface Ap et en août 1994 pour leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents.
- **Figure V. 27. (p. 136).** Caractéristiques morphologiques et granulométriques des croûtes de surface.
- **Figure V. 28. (p. 138).** Recouvrement d'algues à la surface des sols limoneux du bassin versant de Mélarchez.
- **Figure V. 29. (p. 141).** Evolution temporelle (au cours d'une saison de culture) des courbes de rétention d'eau des horizons de surface Ap et de leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents (années 1993 et 1994).
- **Figure V. 30. (p. 142).** Relation entre l'humidité volumique mesurée à forte pression (1,6 bars) et la teneur en argiles des horizons de surface et de leurs horizons illuviaux sous-jacents (années 1993 et 1994).
- **Figure V. 31. (p. 145).** Evolution temporelle (à long terme : d'avril 1993 à juin 1994) de la capacité de rétention en eau des horizons de surface de la sous-unité de mi-pente O.2, la plus argileuse.
- **Figure V. 32. (p. 146).** Evolution temporelle (à court terme : une seule saison de culture) des courbes de rétention d'eau des horizons de surface.

CHAPITRE VI. RELATION STRUCTURES-TRANSFERTS

- **Figure VI. 1. (p. 156).** Courbes de porosimétrie par injection de mercure et de rétention d'eau pour un sol sableux (d'après Ragab *et al.* 82).
- **Figure VI. 2. (p. 158).** Exemple de comparaison entre les distributions en pourcentage des volumes de pores, en fonction de leurs rayons équivalents, mesurés par porosimétrie mercure et des surface de pores mesurés par analyse d'image.
- **Figure VI. 3. (p. 159).** Comparaison des courbes cumulées des volumes de pores mesurés par rétention d'eau, par porosimétrie mercure et par analyse d'image.
- **Figure VI. 4. (p. 162).** Comparaison des courbes cumulées des volumes de pores mesurés par rétention d'eau, par porosimétrie mercure et par analyse d'image.
- **Figure VI. 5. (p. 164).** Comparaison des valeurs de porosité totale et des différents volumes de pores mesurées à partir des courbes de rétention d'eau, de l'analyse d'image et de la porosimétrie mercure pour les saisons de culture 1993 et 1994.
- **Figure VI. 6. (p. 166).** Evolution de la porosité de trois types de sols en fonction de la taille des mottes prélevées (données de Monnier *et al.* 1973, modélisées par Bartoli *et al.* 1996).

- **Figure VI. 7. (p. 168).** Exemples de modélisations de l'évolution de la porosité en fonction de l'échelle d'observation, à partir des dimensions fractales de masse mesurées sur les photogrammes de blocs et les micrographies MEB de lames minces pour l'année 1991 et 1993.
- **Figure VI. 8. (p. 170).** Comparaison entre les dimensions fractales de masse mesurées par la méthode des carrés emboîtés et celles mesurées à partir du modèle de Rieu et Sposito (1991).
- **Figure VI. 9. (p. 171).** Evolution des dimensions fractales de masse en fonction de la porosité des photographies MEB de lames minces de sols limoneux.
- **Figure VI. 10. (p. 172).** Exemples de surfaces fractales (c, d, e) et non fractale (a, b).
- **Figure VI. 11. (p. 173).** Exemples de graphes log-log utilisés pour les calculs de dimensions fractales d'interface solide-pores (D_s).
- **Figure VI. 12. (p. 174)** Dimensions fractales d'interfaces solide-pores mesurées sur les courbes de rétention d'eau en fonction de la teneur en argile. Les données de Petersen *et al.* (1996) ont été réinterprétées à partir du coefficient b du modèle de Campbell (F. Bartoli, *comm. pers.*).
- **Figure VI. 13. (p. 177).** Evolution temporelle et comparaison des dimensions fractales d'interfaces solide-pores mesurées sur les courbes de rétention d'eau, sur les courbes de porosimétrie par injection de mercure et sur la distribution des volumes de pores des lames minces.
- **Figure VI. 14. (p. 178).** Evolution temporelle (1993) des distributions en pourcentages des volumes de pores mesurés par porosité mercure et des surfaces de pores mesurées par analyse d'image, en fonction de la porosité percolante ou effective. (a) : horizons de surface de la sous-unité de mi-versant, la plus argileuse ; (b) : horizons de surface de la sous-unité de plateau, la plus limoneuse.
- **Figure VI. 15. (p. 180).** Les sols sont des milieux poreux dont les propriétés structurales et hydriques peuvent être décrites en partie par la géométrie fractale et la théorie de la percolation.

CHAPITRE III. MODES D'ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES

- **Tableau III. 1. (p. 49).** Gammes de diamètres des pores explorés en fonction des méthodes utilisées pour caractériser la structure.
- **Tableau III. 2. (p. 49).** Objectifs de recherche, méthodes et paramètres pédologiques caractérisés.

CHAPITRE IV. VARIABILITÉ SPATIALE DE LA TEXTURE ET DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES DES HORIZONS DE SURFACE DE LA COUVERTURE PÉDOLOGIQUE LIMONEUSES DE MÉLARCHEZ (BRIE)

- **Tableau IV. 1. (p. 55).** Revue bibliographique (non exhaustive) d'études portant sur l'organisation spatiale de différentes variables texturales, structurales et hydriques, par l'intermédiaire des variogrammes.
- **Tableau IV. 2. (p. 57).** Caractéristiques texturales des horizons de surface des trois sous-unités pédologiques du transect de Mélarchez.
- **Tableau IV. 3. (p. 64).** Paramètres statistiques des caractéristiques structurales et hydriques des horizons de surface de chaque sous-unité pédologique, en fonction du pas d'échantillonnage (5 mètres et 0,5 mètres).
- **Tableau IV. 4a. (p. 64).** Moyennes et coefficients de variation de la porosité totale des horizons de surface (tous pas d'échantillonnage confondus).
- **Tableau IV. 4b. (p. 64).** Comparaisons des moyennes de la porosité totale effectuées à partir du test de Newman-Keuls.
- **Tableau IV. 5a. (p. 66).** Moyennes et coefficients de variation de l'humidité volumique des horizons de surface (tous pas d'échantillonnage confondus).
- **Tableau IV. 5b. (p. 66).** Comparaisons des moyennes de l'humidité volumique effectuées à partir du test de Newman-Keuls.
- **Tableau IV. 6a. (p. 66).** Moyennes et coefficients de variation de la conductivité hydraulique à saturation des horizons de surface (tous pas d'échantillonnage confondus).
- **Tableau IV. 6b. (p. 66).** Comparaison des valeurs de conductivité hydraulique en milieu saturé, effectuées à partir du test basé sur les aires limitées par la courbe normale.
- **Tableau IV. 7. (p. 71).** Portées, pépites et coefficients de variation des pépites par rapport à la variance (CVp) pour les trois paramètres structuraux et hydriques étudiés dans chacune des quatre sous-unités pédologiques.
- **Tableau IV. 8. (p. 71).** Domaines et dimensions fractales (Ds) des variabilités spatiales des trois paramètres structuraux et hydriques étudiés pour chacune des quatre sous-unités pédologiques.

CHAPITRE V. EVOLUTION TEMPORELLE DES CARACTÉRISTIQUES STRUCTURALES ET HYDRIQUES

- **Tableau V. 1. (p. 84).** Caractéristiques granulométriques des horizons de surface des trois sous unités (échantillonnage ponctuel).
- **Tableau V. 2. (p. 87).** Evolution temporelle du pourcentage de carbone organique.

- **Tableau V. 3. (p. 89).** Moyenne de la porosité totale pour les trois mois de prélèvements de l'année 1993.
- **Tableau V. 4. (p. 89).** Moyenne de la porosité totale des petits et grands cylindres (n = 3) pour les trois mois de prélèvements de l'année 1994.
- **Tableau V. 5. (p. 91).** Bilan et évolution de la porosité totale des blocs de sols (à partir des porosités mesurées sur les photogrammes et sur les lames minces) et comparaison avec la porosité totale mesurée par la méthode des cylindres.
- **Tableau V. 6. (p. 95).** Pourcentage d'orientation des pores de transfert rapide des horizons de surface des sous-unités O.2 de mi-pente et O.3 de plateau.
- **Tableau V. 7. (p. 100).** Répartition moyenne des pores de stockage (micrographies MEB de lames minces de sols) des horizons de surface des sous-unités de mi-pente O.2 et de plateau O.3, par classe de taille exprimée en diamètre et porosité percolante $P\alpha$ correspondante (collaboration LSGC-CNRS, Nancy : H. Vivier).
- **Tableau V. 8. (p. 100).** Distribution moyenne de la porosité des pores de stockage des horizons de surface de l'unité de mi-pente O.2 et de l'unité de plateau O.3 (par classes de taille exprimées en diamètre).
- **Tableau V. 9. (p. 108).** Evolution saisonnière de la porosité mercure totale (% volumique), mesurée sur des mottes d'un centimètre issues des horizons de surface Ap et de leurs horizons Btg sous-jacents.
- **Tableau V. 10. (p. 112).** Distribution annuelle moyenne des trois volumes de pores, exprimés en % de porosité mercure totale.
- **Tableau V. 11. (p. 116).** Moyennes annuelles des rayons modaux, exprimés en microns pour les trois volumes ($V1$ = porosité structurale ; $V2$ = porosité lacunaire ; $V3$ porosité de la phase argileuse) en 1993 et 1994.
- **Tableau V. 12. (p. 117).** Evolution saisonnière et valeurs moyennes des rayons de constriction maxima, exprimées en microns pour 1993 et 1994.
- **Tableau V. 13. (p. 118).** Evolution saisonnière et inter-annuelle des seuils de percolation, exprimés en microns.
- **Tableau V. 14. (p. 124).** Pourcentages moyens d'agrégats stables à l'eau (toutes les teneurs en eau au moment de l'expérience confondues).
- **Tableau V. 15. (p. 134).** Evolution temporelle des moyennes des conductivités hydrauliques à saturation au cours des saisons de culture 1993 et 1994, pour les horizons de surface Ap et en Août 1994 pour leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents.
- **Tableau V. 16. (p. 140).** Evolution temporelle de la capacité de stockage en eau à forte pression (1,6 bars) au cours des années 1993 et 1994.
- **Tableau V. 17. (p. 142).** Coefficients de variation moyens (tous mois et toutes années confondus) des humidités volumiques des horizons de surface, en fonction du potentiel matriciel.
- **Tableau V. 18. (p. 143).** Evolution temporelle de la capacité de stockage en eau (0,1 bars) des horizons de surface et de leurs horizons illuviaux sous-jacents (1993 et 1994).
- **Tableau V. 19. (p. 143).** Evolution temporelle des coefficients de lois puissance modélisant les courbes de rétention d'eau des horizons de surface Ap et de leurs horizons illuviaux Btg sous-jacents (1993 et 1994).

- **Tableau V. 20. (p. 147).** Horizons de surface : différences entre l'humidité volumique mesurée à une pression donnée et celle mesurée à la valeur précédente du potentiel matriciel (saisons de culture 1993 et 1994).

CHAPITRE VI. RELATION STRUCTURES-TRANSFERTS

- Tableau VI. 1. (p. 160).** Moyennes des coefficients des lois puissances modélisant les données homogénéisées de rétention d'eau (référence), de porosimétrie mercure et d'analyse d'image.
- Tableau VI. 2. (p. 163).** Valeurs des volumes de pores de rayons compris entre 1 et 15 μm , mesurés par l'analyse d'image, porosimétrie mercure et par les courbes de rétention en eau.
- Tableau VI. 3. (p. 164).** Valeurs moyennes des volumes de pores de rayons inférieurs à 1 μm , mesurés par les courbes de rétention en eau, porosimétrie mercure et par l'analyse d'image pour l'année 1993.
- Tableau VI. 4. (p. 165).** Différences entre la porosité des volumes de pores de rayons inférieurs à $< 1 \mu\text{m}$ et des volumes de pores de rayons compris entre 1 et 15 μm mesurés à partir des courbes de rétention en eau et celles mesurées par la porosimétrie mercure.
- Tableau VI. 5. (p. 169).** Dimensions fractales de masse moyennes mesurées en 1993 à partir de méthodes distinctes (*modèle de Rieu et Sposito).
- Tableau VI. 6. (p. 172).** Dimensions fractales d'interfaces solides-pores moyennes (1993 et 1994 pour les horizons de surface) mesurées sur les données de porosimétrie mercure, de rétention d'eau et d'analyse d'image.

Nom : GOMENDY

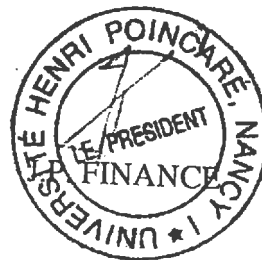
Prénom : Véronique

DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY-I
en PEDOLOGIE

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le -3 FÉV 1997 0: 111

Le Président de l'Université



3C-F9

UNIVERSITÉ HENRI POINCARÉ - NANCY 1
24-30, rue Lionnois B.P.3069 54013 Nancy cedex
Tél : 83 32 81 81 Fax : 83 32 95 90

Adresse électronique :@presn1.u-nancy.fr

Résumé

L'organisation spatiale et l'hétérogénéité des caractéristiques texturales, structurales, hydriques des sols et leur évolution temporelle jouent un rôle majeur sur le fonctionnement des bassins versants. Leur description et l'analyse des relations structure-transfert permettraient en partie de prévoir les flux des pollutions et les crues.

Une approche combinant les outils pédologiques classiques, les géostatistiques et la géométrie fractale sur une toposéquence a permis d'étudier l'organisation spatiale des caractéristiques texturales, structurales et hydriques des sols et leur hétérogénéité.

La distribution des pores, leur connectivité ainsi que l'hétérogénéité des arrangements des solides-pores-interfaces ont été décrites aux échelles emboîtées des macrostructures et des microstructures. Les données d'analyse d'image, de porosimétrie mercure et de rétention d'eau ont été interprétées grâce à la distribution des volumes de pores, la géométrie fractale et la théorie de la percolation. L'évolution temporelle de la structure, de la stabilité des agrégats à l'eau, de la conductivité hydraulique à saturation et de la rétention en eau a été étudié.

Les horizons de surface du sol lessivé limoneux représentent 80-90 % de la surface du bassin versant de l'Orgeval. Ils sont subdivisés en trois sous-unités dont les caractéristiques dépendent des argiles et sont autocorrélées dans l'espace selon des lois d'échelle fractales.

Au cours des cycles d'humectation-dessiccation, la structure évolue à l'échelle des macrostructures et à l'échelle des microstructures. La stabilité des agrégats augmente et la conductivité hydraulique à saturation diminue. La réduction de la capacité de stockage en eau peut être expliquée par une augmentation de la connectivité des pores. Un paramètre géométrique mesuré à une échelle microscopique est relié à une propriété de transfert mesurée à une échelle centimétrique.

L'organisation des masses et l'organisation des interfaces des microstructures sont caractérisées par des invariants d'échelle fractals qui n'évoluent pas au cours des saisons de culture.

Summary

Topsoil characteristics (textural structural and hydric properties) play a major role in soil hydrology dynamics at a catchment scale. Their description and the analysis of the relationships between geometries and topsoil hydric properties could be incorporated into mathematical models of pollutions and floods.

For this purpose two complementary approaches (the classical pedological approach and the fractal approach applied to geostatistical treatments) were carried out to the study of spatial variability of silty topsoil characteristics.

Pore size distribution, pore connectivity and fractal structural heterogeneity were described at different observation scales (macrostructure and microstructure). The results from image analysis, porosimetry by mercury intrusion and water retention curves (drainage) were studied in the light of the combined fractal and percolation approaches. Dynamics of topsoil structure, aggregate water-stability, water retention capacity and saturated hydraulic conductivity have also been studied.

Silty topsoils represent 80-90 percent of the overall Orgeval catchment. Within the silty glosic lessived brown soil, three topsoil units have been distinguished. Proportion of clays has a major influence on both the structural and hydric topsoil characteristics. It has been shown that these characteristics are spatially organized following fractal scaling laws which depend on the kind of pedological units.

Wetting-drying cycles which occurred in the studied topsoils greatly affect topsoil structure at the macrostructure and at the microstructure scale. Aggregate water stability increased. Saturated hydraulic conductivity decreased. Water retention capacity decreased as a function of time: this trend could be at least explained by an increase of the inter-pore connectivity. The geometry of soil structure at the microscopic scale could be linked with water retention properties, studied at centimetric scale. At the microstructure scale, soil solid-pore interfaces and soil solid masses are fractal: these fractal dimensions depends on soil texture but did not changed during wetting and drying cycles.